



**HAL**  
open science

# Génération de fluides, migration et fracturation au sein des roches mères : cas de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine

Salomé Larmier

► **To cite this version:**

Salomé Larmier. Génération de fluides, migration et fracturation au sein des roches mères : cas de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine. Hydrologie. Le Mans Université, 2020. Français. NNT : 2020LEMA1009 . tel-02980681

**HAL Id: tel-02980681**

**<https://theses.hal.science/tel-02980681>**

Submitted on 27 Oct 2020

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# THESE DE DOCTORAT DE

LE MANS UNIVERSITÉ  
DELIVREE CONJOINTEMENT AVEC  
L'UNIVERSITÉ D'ANGERS  
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORAL N° 600  
*Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation*  
Spécialité : Sciences de la Terre

Par

**Salomé Larmier**

**« Génération de fluides, migration et fracturation au sein des roches mères : cas de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine »**

Thèse présentée et soutenue à Le Mans, le 30 juin 2020  
Unité de recherche : LPG Le Mans  
Thèse N° : 2020LEMA1009

## Rapporteurs avant soutenance :

Julia Gale                      Senior Research Scientist – Bureau of Economic Geology  
Jacques Pironon              Directeur de recherche CNRS – Université de Lorraine

## Composition du Jury :

Examineurs :    Christoph Hilgers              Professeur – Karlsruher Institut für Technologie  
                         Jean-Paul Callot                Professeur - Université de Pau et des Pays de l'Adour

Dir. de thèse :    Régis Mourgues                Professeur – Le Mans Université

Co-dir. de thèse : Alain Zanella              Docteur – Le Mans Université  
                         Alain Lejay                        Docteur – TOTAL



À Alain,

*Demain, dès l'aube, à l'heure où blanchit la campagne,  
Je partirai. Vois-tu, je sais que tu m'attends.  
J'irai par la forêt, j'irai par la montagne.  
Je ne puis demeurer loin de toi plus longtemps.*

*Je marcherai les yeux fixés sur mes pensées,  
Sans rien voir au dehors, sans entendre aucun bruit,  
Seul, inconnu, le dos courbé, les mains croisées,  
Triste, et le jour pour moi sera comme la nuit.*

*Je ne regarderai ni l'or du soir qui tombe,  
Ni les voiles au loin descendant vers Harfleur,  
Et quand j'arriverai, je mettrai sur ta tombe  
Un bouquet de houx vert et de bruyère en fleur.*

*Victor Hugo, extrait du recueil « Les Contemplations » (1856)*



Arbre, Marion Le Pennec





*« Profitant de cette traversée de terres à haute valeur pétrolifère je veux consacrer mon temps d'avancée solitaire à réfléchir au mystère de l'énergie. Celle que nous extrayons des strates de la géologie mais aussi celle qui attend son heure au plus profond de nous – moteur insaisissable qui génère les actions, les paroles, les pensées. Ce volcan dont on ne sait de quel feu il se nourrit ni quand il partira en cendre. Pétrole et force vitale procèdent du même principe : l'être humain possède un gisement de forces que des forages propices peuvent faire jaillir. Je tâterai de ces ressorts qui nous jettent dans l'action, nous poussent à nous lever le matin, nous condamnent à une vie hâtive au lieu de nous convertir à l'adage zen : first do nothing, then rest. Peut-être ainsi saurais je mieux puiser au fond de moi les réserves d'énergie, convoquer mes forces et libérer celles qui hibernent dans les recoins de mon âme. »*

Sylvain Tesson – Éloge de l'énergie vagabonde



# Résumé

---

L'état de surpression de fluides prend lieu lorsque la pression du fluide au sein d'une roche dépasse le gradient de pression hydrostatique. Ces surpressions sont généralement matérialisées par des brèches hydrauliques, des volcans de boue ou encore des injectites. Dans les bassins sédimentaires, certaines roches sont plus sujettes que d'autres à concentrer de telles surpressions. C'est le cas des roches mères (argiles riches en matière organique), présentant une très faible perméabilité et une forte anisotropie. Ces deux caractéristiques limitent la circulation des fluides, favorisant ainsi des zones à surpressions. Au cours de l'enfouissement, les roches mères ont également la particularité de générer leur propre fluide : les hydrocarbures. Au sein de ces formations, les surpressions induisent des fractures caractéristiques : parallèles à la stratification et cimentées par de la calcite fibreuse, mieux connues sous le terme de « **beef** ».

Ces fractures représentent des marqueurs de l'histoire géologique de la roche mère et du bassin. Néanmoins, il reste un grand nombre d'incertitudes sur les mécanismes relatifs à leur mise en place. Bien que les surpressions de fluides semblent être le processus majeur, il n'est pas écarté que d'autres paramètres internes et externes puissent jouer un rôle dans la genèse des beef. De plus, l'origine des fluides ayant alimenté la cimentation de ces fractures reste incertaine. Leur morphologie et leur répartition spatiale demeure également non contrainte. L'étude de ces veines revêt un intérêt fondamental pour la compréhension du bassin sédimentaire. Mieux appréhender la distribution et la génération des beef est également d'importance industrielle dans pour l'exploitation de leurs hydrocarbures via des processus de fracturation hydrauliques induites.

Ainsi, cette thèse propose une analyse multi disciplinaire et multi échelle des fractures naturelles dans les roches mères. Le cas d'étude choisi est la formation de la Vaca Muerta, principale roche mère du bassin de Neuquén en Argentine. Dans un premier temps, il a été levé à haute résolution un log sédimentaire et de fractures sur des carottes provenant de puits à maturité thermique variable. Les analyses statistiques qui en découlent permettent d'identifier les paramètres clefs contrôlant la distribution 1D des beef : i) les interfaces sédimentaires, ii) le TOC et iii) la maturité. Dans un second temps, la méthode appliquée sur carottes a été extrapolée sur le terrain et couplée avec des analyses et des descriptions pétrographiques. Les résultats appuient et complètent les conclusions de l'étude sur carottes en permettant d'établir une nomenclature de la distribution spatiale et des morphologies 2D et 3D des beef. Un grand set d'analyses géochimiques (MEB, QEMSCAN, ICP-AES et ICP-MS, clumped isotopes, inclusions fluides et isotopes de l'oxygène et de carbones) couplées aux observations pétrographiques apportent des éléments de réponses quant à l'origine des

fluides et le timing de formation des fractures. Les beef se mettent en place par croissance cristalline continue du centre de la veines vers ses deux épontes (croissance antitaxiale) et leur genèse s'initie lors l'enfouissement, à l'entrée de la fenêtre à huile, pour se prolonger jusqu'au début de l'exhumation. Les fluides à l'origine des cimentations calcitiques sont intra-formationnels, alimentés par des fluides diagénétiques et/ou provenant de la déshydratation des argiles. Pour certains beef tardifs, des fluides extra-formationnels semblent également présents, avec des origines hydrothermales et météoriques. Le principal mécanisme de genèse des beef est la surpression de fluides notamment induite par la génération des hydrocarbures lors de l'enfouissement. Néanmoins, nous suggérons que la force de cristallisation et les contraintes tectoniques compressives (actives au cours de l'exhumation) jouent également un rôle prépondérant pour la formation des beef.

La prise en compte de ces résultats offre des perspectives de travail permettant de mieux contraindre l'histoire géologique d'autres bassins sédimentaires riches en fracturation hydrauliques naturels de type beef. Ils offrent également la possibilité de bâtir des modèles de simulation numérique ayant pour but d'optimiser les processus de fracturation induite dans les roches mères.

# Abstract

---

Fluids overpressures occur when the fluid pressure within a rock exceeds the hydrostatic pressure gradient. These overpressures are generally materialized by hydraulic breccias, mud volcanoes or sand injectites. In sedimentary basins, some rocks are more prone than others to concentrate such overpressures. This is the case for source rocks (clays rich in organic matter), which display a very low permeability and a high anisotropy. These two characteristics limit the circulation of fluids, thus favouring overpressures areas. During burial, source rocks also have the particularity of generating their own fluid: hydrocarbons. Within these formations, overpressures will induce characteristic fractures: parallel to the stratification and cemented by fibrous calcite, better known as "**beef**".

These fractures represent markers of the geological history of the source rock and the sedimentary basin. Nevertheless, there are still many uncertainties about the mechanisms relating to their emplacement. Although fluid overpressures appear to be the major process, but it is not ruled out that other internal and external parameters may play a role in the genesis of beef. Moreover, the origin of the fluids that sourced these fractures remains uncertain. Their morphology and spatial distribution also remain unconstrained. The study of these veins is of fundamental interest for the understanding of the sedimentary basin history. A better understanding of the distribution and generation of beef is also of industrial importance for the exploitation of their hydrocarbons via induced hydraulic fracturing processes.

Thus, this thesis proposes a multi-disciplinary and multi-scale analysis of natural fractures in source rocks. The selected case study is the Vaca Muerta formation, the main source rock of the Neuquén basin in Argentina. In a first step, a high-resolution sedimentary and fracture log was performed on cores from wells with variable thermal maturity. The resulting statistical analyses identified the key parameters controlling the 1D distribution of beef: i) sedimentary interfaces, ii) TOC and iii) maturity. In a second step, the method applied on cores was extrapolated on the outcrops and coupled with petrographic observations and analyses. The results support and complement the conclusions of the core study by providing a nomenclature of the spatial distribution. In addition, 2D and 3D morphologies of beef were also constrained. A large set of geochemical analyses (SEM, QEMSCAN, ICP-AES and ICP-MS, clumped isotopes, fluid inclusions and oxygen and carbon isotopes) coupled with petrographic observations provide answers as to the origin of fluids and the timing of fracture formation. Beef are set up by continuous crystalline growth from the centre of the vein towards its two edges (antitaxial growth) and their genesis begins during burial, at the beginning of the oil window, and continues until the start of exhumation. The fluids at the origin of calcitic cementations are intra-formational, sourced by diagenetic fluids and/or coming from the

dehydration of clays. For some late beef, extra-formational fluids also appear to be present, with hydrothermal and meteoric origins. The main mechanism of genesis of beef is the overpressure of fluids, notably induced by the generation of hydrocarbons during burial. Nevertheless, we suggest that the force of crystallization and the compressive tectonic stress (active during exhumation) also play a major role in the formation of beef.

Taking these results into account offers work prospects to better constrain the geological history of other sedimentary basins rich in natural hydraulic fracturing of the beef type. They also offer the possibility of building numerical simulation models aimed at optimizing the induced fracturing processes in the source rocks.







# Remerciements

---

La thèse est une étape de vie inoubliable et très forte sur le plan professionnel, relationnel et émotionnel. Elle m'a permis de m'épanouir et m'a aidé à mûrir. Un grand nombre de personnes a contribué à forger ces trois années. Je tiens à leur exprimer ma gratitude à travers ces remerciements.

Tout d'abord mes remerciements s'adressent aux personnes sans qui cette thèse n'aurait pas été possible.

Alain Zanella, merci d'avoir monté ce projet et de m'avoir fait confiance en me choisissant pour cette thèse. Je te remercie pour le partage de tes connaissances sur le terrain, ton sens critique et tes réflexions scientifiques pertinentes. J'espère que tu ne m'en veux plus pour le jour de jeûne forcé (c'est excellent pour la santé !) à Neuquén. Aussi, n'oublierai-je jamais le jour où j'ai vu ma vie défiler sous un orage dans la pampa argentine... que de souvenirs !

Alain Lejay, je te remercie pour la confiance que tu m'as attribuée en permettant la réalisation de ce projet de thèse entre Le Mans et Total. Merci pour tes remarques et ton sens critique, elles m'ont aidées à prendre du recul sur mes résultats et consolider mes interprétations. Cela m'a apporté beaucoup de positif dans ma formation de jeune chercheuse.

Régis Mourgues, tu as toujours trouvé le temps pour m'entendre et me conseiller. Je te remercie pour ton empathie, ta bienveillance et ton aide précieuse lors de la dernière ligne droite.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à François Gelin, qui a financé ce projet de thèse et supervisé mon travail quand cela était nécessaire.

Un grand merci à Éric Gaucher, pour m'avoir conseillé, écouté et guidé. Tes paroles m'ont souvent redonné le moral. Tu as toujours été présent au cours de ces trois années. J'ai apprécié discuter et rire avec toi.

Je tiens évidemment à remercier Jean-Pierre Girard, pour son encadrement, ses conseils avisés, et toutes nos discussions intra- et extra-professionnelles. J'ai beaucoup aimé échanger avec toi.

Je remercie les membres de mon jury : Julia Gale, Jacques Pironon, Christoph Hilgers et Jean-Paul Callot d'avoir accepté de rapporter et d'examiner cette thèse. J'espère que vous prendrez du plaisir à la lire. I thank the members of my jury Julia Gale, Jacques Pironon, Christoph Hilgers et Jean-Paul Callot for agreeing to report and review this thesis. I hope you enjoy reading it.

Au cours de ces trois années j'ai été amené à me déplacer dans différents laboratoires pour effectuer mes analyses. Aussi, chaque place fut propice à de belles rencontres et des souvenirs très agréables.

Je vais commencer par remercier François Baudin et Florence Savignac pour leur chaleureux accueil à l'UPMC lors de mes analyses Rock Eval. Florence, je reste encore navrée des poudres ... je suis prête à te renvoyer une nouvelle fournée de chocolats s'il le faut ! Pour votre bienveillance, votre encadrement et vos explications formatrices, je tiens à remercier Carole La, Marion Rivoal et Antoine Bezos du LPG de Nantes. Mes séjours nantais et bretons ont aussi été enjolivés par la joyeuse bande des doctorants avec qui j'ai passé de très bons moments ; Maxime, Maï, Chloé, Ludivine, Mathilde et Khemi. Merci à Laurent pour m'avoir appris le polissage de mes beef et pour les belles lames fournies. Du coup, un grand merci à l'équipe SIMS du CRPG. Service 5 étoiles avec une équipe qui travaille 7/7 et 24/24 !! Un grand merci à Johan, Yves, Camille, et Etienne. Je remercie chaleureusement Jacques Pironon et Franck Amhoi du CREGU pour leur collaboration et le travail fournit sur les inclusions fluides. Je remercie aussi Xavier Mangenot pour nos nombreux échanges et la quantité d'analyses fournies au cours de cette dernière année.

Arrive le tour des rencontres lors des conférences... Francesco, Sope and Bhavik, thank you guys to take me in your team in Salt Lake !! My congress definitely would not be enjoyable without all of you. Thanks to welcome me in London at the Imperial College too, I wish you all the best! En parlant d'Imperial, je suis ravie d'avoir rencontré et passé une soirée rodéo/moustiques avec Cédric John à San Antonio, party where I also met Chandini, thanks to both of you to form this really nice team with us at the AAPG, hope to see you soon and keep you in touch. To finish, I would like to thank very warmly Gokay Bozkurt whom I met during my last AAPG, thank you for the reviews, the good moments at "total's photo booth" and especially thank you for making me laugh so much. I hope to see you again very soon.

J'ai pu rencontrer un bon nombre de très bons copains au CST. Je vais mentionner le SiGaSaNa; Sisi, parmi tous les souvenirs ressort celui des graines des chia à l'appart en mode hygge, Nana, nos galops aux ramblas, ma densité et ta joie de vivre « typique », et la dernière, ma Gold Gaga, merci d'être toi, toujours attentive et présente qu'important les moments. Je ne peux pas passer outre mon Toinou (pour tes râlements légendaires), ma belle Mama, Samy, Sara, Alysée, Cléclé (doucement sur les camemberts chauds, on sait où ça nous mène), Damdam (dans l'attente d'un bon gâteau au guêpe), Paupau, Emeric, Brieuç, Camille, Myriam,

Sarah, Arthur, Matthieu (merci pour nos discussions diverses et variées), Etienne et j'en passe ... ! Je me suis relue, si j'en ai oublié, je m'excuse, je vous remercie pour tous les bons moments partagés au cours de ces trois années.

Dans la séquence belles rencontres à Total, comment ne pas citer RAPHAEL WAXIN, à qui j'ai eu la chance de tenir la porte du EB, sans quoi s'en est suivie la naissance d'une amitié merveilleuse peuplée de boson de higgs, Charlou, discussions animées sur belle du Seigneur, des PN aux DP et autres âneries ... ⊕

Un grand merci à la famille de la carothèque ; Thierry, Lionel, Richard, Olivier, Jean-Claude, Philippe, Patrick etc... Un merci plus particulier pour Daniel bien sûr, merci d'avoir été une oreille attentive. J'en profite pour remercier la famille Lac et plus particulièrement Amandine, pour m'avoir fait monter leur cavalerie et égayé mes week end palois. Le meilleur pour la fin, Idriss ! Malgré les taquineries de nos collègues je garde d'excellents souvenirs avec toi, merci pour tous ces beaux moments intra- et extra-CST, je te souhaite le meilleur pour l'avenir.

Un merci à l'équipe du non-conventionnel de la RD avec qui j'ai partagé couloirs, bureau et lunch ; Pierre Allix, Antoine, Jean-Philippe, Philippine, Eider & Anton, Salomé, Éric et Antoine Jacques bien sûr, je te dis à très vite pour une randonnée de l'extrême au parc Beaumont ou une plage aux Portes en Ré ;). Et enfin, un merci à Alexandre pour nos discussions, le coffee Buddy, j'espère te revoir vite !

Passons côté Manceau, Le Mans n'a pas été ma ville coup de cœur, certains en savent quelques chose ... mais de nombreuses personnes ont contribué à l'embellir et rendre mon quotidien plus agréable.

Un grand merci à toutes l'équipe de l'atelier mécanique de l'université, merci pour les poissons, les nombreuses pauses café où j'ai ris à vos côtés en y trouvant toujours des paroles réconfortantes et en repartant avec le sourire. Un grand merci à Hervé, plombier hors catégorie, merci pour toutes nos discussions de tous bords et ta gentillesse rare (je suis heureuse de t'avoir inculqué ma passion des cosmétiques maison !).

Pour avoir partagé ces trois années mancelles à vos côtés, je remercie les doctorants du Mans, et plus spécifiquement les membres de l'ADoUM. Merci à Théo pour nos pauses gouter et les spaghettis. Je vais bien sûr dire un mot plus prononcé pour Antoine Sternberger, pour ta bonne humeur et ton énergie communicative, nos pauses, nos sorties, nos footing etc .. Un grand merci ! Et je vais finir par Kevin, merci pour tout ; les gaufres, les crêpes et les How I met.

Lors de mes activités extra thèse mancelles, je remercie chaleureusement l'équipe ainsi que la cavalerie de l'Etrier Sarthois, qui me permettaient de déconnecter de la thèse à cheval puis autour d'un apéro. Je tiens aussi à remercier Emmanuelle qui m'a gentiment laissé en autonomie avec ses chevaux sur la fin de thèse, moment capital me permettant de décompresser et de me ressourcer dans les bois.

Un merci au labo de Géosciences du Mans qui m'a accueilli. Je remercie donc Paul, Valérie (tes « cavatité ? » du matin vont me manquer), Thomas, Édouard, Laura, Pierre, Nabil, David et les nouvelles têtes Loïc et Stéphane. Un merci plus prononcé pour Caro et (bien sûr, tu n'y échapperas pas) Pristie. Christelle, merci pour ton empathie, ton attention, notre intérêt commun pour un retour au naturel et bien sûr pour tes lames minces de qualité exceptionnelle. Jean, tu auras été ma belle rencontre de cette fin de thèse, merci pour nos discussions sans fin, tes relectures et tout le reste.

Merci à mes amis montpelliérains restés en contact au cours de ces années de thèse : Marine, Émilie, Julie, Kevin, Manu et of course le Compte d'Anselmi. Un merci plus spécial pour mon cher Gilda, merci pour les virées parisiennes, toit ouvert sur les champs en smart, pour les concerts, les soirées au donjon et les relectures.

Mes amis rochelais, amitiés fidèles, merci d'être venu me voir dans mes contrées mancelles, palloises et/ou à LR ; Marina, Jacques, Marine, Clément, Lou. La meilleure pour la fin, muse parmi les muses, Annie ! Merci de m'avoir fait tant rire et changé les idées quand ça n'allait pas fort.

Je suis très chanceuse d'être entourée par une famille dynamique, extravertie, non-conventionnelle (ça tombe bien étant donné le sujet de la thèse !) qui m'a toujours inspirée et dont je suis profondément fière. Merci à mes deux grand-mères, deux belles femmes inspirantes, Mitou et Grand-Maman, je vous aime. Papa, merci, tu as su me transmettre (je l'espère) ton aisance et son rayonnement naturel, et enfin Maman, merci pour ta force et ta détermination qui m'ont guidées ; vous m'avez toujours aidé et soutenu, vous avez fait des choix pour m'offrir le meilleur dans des conditions loin de la normale d'un étudiant. Merci à vous deux pour l'épanouissement personnel, complémentaire, et la source d'inspiration continue que vous me prodiguez jour après jour, je vous aime.

Merci à toi **Alexandre**. Une reconnaissance éternelle pour m'avoir énormément apporté au cours de cette thèse sur le plan personnel comme professionnel. Je te remercie pour ta patience, ta prise de recul, tes relectures et ton attention. Ces trois années resteront toujours associées à toi et à nos moments. J'aimerais que les lecteurs de ce manuscrit sachent à travers ces quelques lignes à quel point ce travail n'aurait pas eu la même qualité sans toi.





# Avant-propos général

---

Ce manuscrit s'inscrit dans le cadre du projet NatHyFS (Natural Hydraulic Fractures in Shales), fruit d'une collaboration entre Alain Zanella et Régis Mourgues de Le Mans Université, et Alain Lejay et François Gelin de l'entreprise Total S.A. Ce projet vise à étudier les phénomènes de fracturation naturelle liés aux surpressions de fluides dans les roches mères, avec comme cas d'étude la formation de la Vaca Muerta.

Cette thèse constitue une étude sédimentaire, structurale et géochimique des fractures de veines de calcite parallèles à la stratification - plus communément appelées « **beef** » - dans la formation de la Vaca Muerta, située dans le bassin de Neuquén en Argentine. Les objectifs de ce travail tendent à appréhender les facteurs contrôlant leur répartition, leur distribution spatiale, leurs interactions fluides – roches et leurs mécanismes de genèse.

Pour contraindre les facteurs contrôlant la répartition des **beef**, une étude sur des carottes sédimentaires a été menée. Une étude sur des affleurements nécessitant deux missions de terrain a ensuite été effectuée pour identifier la morphologie et la répartition spatiale de ces objets. Pour finir, des analyses pétrographiques et un set d'analyses géochimiques ont été accomplis en partenariat avec différents laboratoires.

Le manuscrit est composé de 5 chapitres. Un article est accepté dans le journal de l'AAPG Bulletin. Un deuxième sera prochainement soumis. Le reste des résultats est présenté sous formes de données complémentaires et de chapitres manuscrits.





# Table des matières

---

Résumé .....	vii
Abstract .....	ix
Remerciements .....	xiii
Avant-propos général .....	xix
Table des matières.....	xxi
Liste des illustrations .....	xxxiii
Liste des équations .....	liii
Liste des tableaux .....	lv
<u>INTRODUCTION GENERALE.....</u>	<u>1</u>
Intérêt de l'étude des fractures et des circulations fluides associées dans les roches mères .....	3
Organisation du manuscrit .....	5
<b>CHAPITRE I : ÉTAT DE L'ART, CONTEXTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE NEUQUEN ET PROBLEMATIQUE DE LA THESE.....</b>	<b>7</b>
<u>PARTIE 1 : INTERACTIONS FLUIDE / ROCHE ET FRACTURATION NATURELLE .....</u>	<u>9</u>
<b>Avant-propos .....</b>	<b>11</b>
I.    Fracturation hydraulique naturelle : Exemples, concepts et origines.....	13
<b>A.    Exemples de fracturations hydrauliques naturelles.....</b>	<b>13</b>
<b>B.    Concepts mécaniques de base de la fracturation hydraulique.....</b>	<b>15</b>
1.    Contraintes effectives et couplages pression de fluide/contraintes .....	15
2.    Critère de rupture hydraulique.....	19
3.    Paramètres influençant la fracturation hydraulique naturelle.....	20
a.    Effet de la contrainte différentielle sur le mode de fracturation hydraulique.....	20
b.    Couplage pression/contraintes.....	21
c.    Anisotropie de la roche.....	23
d.    La perméabilité des matériaux .....	24
e.    Contrôles géologiques de l'espacement des fractures.....	24

C.	<b>Différences entre la fracturation hydraulique naturelle et fracturation hydraulique induite.....</b>	<b>25</b>
D.	<b>Synthèse .....</b>	<b>27</b>
II.	<b>Origine des surpressions de fluide dans les bassins sédimentaires .....</b>	<b>28</b>
A.	<b>Introduction.....</b>	<b>28</b>
B.	<b>Mécanismes de génération des surpressions.....</b>	<b>30</b>
1.	Les contraintes mécaniques .....	30
a.	La compaction mécanique ; le déséquilibre de compaction.....	30
b.	La tectonique compressive latérale .....	31
2.	L'augmentation du volume du fluide .....	32
a.	Augmentation de la température (expansion thermique du fluide).....	32
b.	Transformation minérale et rejet de l'eau lors de la diagénèse .....	32
c.	Génération d'hydrocarbures.....	34
d.	Maturation du kérogène - génération du gaz.....	35
e.	Craquage de l'huile et du bitume en gaz .....	37
3.	Mécanismes de mouvement et flottabilité des fluides.....	38
a.	L'osmose.....	38
b.	La hauteur de chute hydraulique.....	38
c.	Flottabilité des hydrocarbures .....	39
4.	Synthèse des mécanismes responsables des surpressions de fluides .....	39
C.	<b>Synthèse .....</b>	<b>41</b>
III.	<b>Les shales : contexte privilégié pour le développement des surpressions de fluides et la fracturation hydraulique naturelle.....</b>	<b>42</b>
A.	<b>Composition des shales .....</b>	<b>42</b>
1.	Introduction .....	42
2.	Les argiles dans les shales.....	43
a.	Composition et répartition .....	43
b.	Rhéologie des argiles.....	45
c.	Tectonique argileuse .....	45
3.	La matière organique dans les shales.....	46
a.	La matière organique d'origine lacustre – kérogène de type I .....	47
b.	La matière organique d'origine marine – kérogène de type II.....	47
a.	La matière organique d'origine terrestre – kérogène de type III .....	48
B.	<b>Propriétés mécaniques des shales .....</b>	<b>49</b>
1.	Ductilité et fracabilité .....	49
2.	L'anisotropie dans les shales .....	51
C.	<b>Fractures dans les shales.....</b>	<b>52</b>
a.	Les fractures non cimentées.....	54
b.	Les fractures cimentées.....	54
c.	Influence des fractures lors de la stimulation de fracturation hydraulique.....	57
d.	Les veines de bitume.....	58

<b>D.</b>	<b>Les migrations de fluides dans les shales</b> .....	<b>59</b>
1.	Types de fluides générés dans les shales.....	59
a.	Fluides diagénétiques : réaction de déshydratation .....	59
b.	Fluides hydrocarbonés : génération.....	60
2.	Facteurs contrôlant les écoulements de fluides dans les shales .....	60
a.	Contrôle de l'écoulement par la compaction.....	61
b.	Expansion thermique du fluide.....	62
c.	L'écoulement des fluides contrôlé par la convection .....	62
d.	L'écoulement par les fractures et les failles .....	63
3.	Migration des fluides.....	63
a.	Migration des fluides hydrocarbonés.....	63
b.	Anisotropie élastique de la roche mère .....	64
c.	Rôle de la diffusion.....	64
d.	Réseau de fractures de bitume.....	65
e.	Pores organophiles.....	66
<b>E.</b>	<b>Synthèse</b> .....	<b>67</b>
<b>IV.</b>	<b>Les beef dans les shales</b> .....	<b>68</b>
<b>A.</b>	<b>Introduction aux beef</b> .....	<b>68</b>
1.	Historique .....	68
2.	Composition minéralogique des beef .....	69
a.	Les beef de gypse .....	69
b.	Beef de quartz.....	70
c.	Beef de calcite et quartz .....	71
3.	Beef de calcite et répartition mondiale.....	72
4.	Morphologies et compositions .....	74
a.	La zone médiane .....	74
b.	Morphologie cristalline .....	74
c.	Autres constituants des beef .....	77
d.	Les beef comme marqueurs de la déformation.....	82
<b>B.</b>	<b>Mécanismes de formation des beef</b> .....	<b>88</b>
1.	Initiation de la fracture.....	88
a.	Paramètres internes.....	88
b.	Paramètres externes.....	90
2.	Ouverture de la fracture et croissance du beef .....	92
a.	Mécanisme de crack-seal.....	92
b.	Mécanisme de croissance continue .....	93
c.	Croissance des fibres minérales .....	94
<b>C.</b>	<b>Apport de la géochimie dans la formation des beef</b> .....	<b>101</b>
1.	Origines des fluides .....	101
a.	Rappel sur les systèmes ouverts et les systèmes fermés .....	101
b.	Apports des études isotopiques O/C.....	102
c.	Apports des études d'éléments majeurs et traces .....	108
2.	Températures de formation des beef .....	110
a.	Apports des études sur inclusions de fluides.....	110

b.	Apports des études des clumped isotopes.....	124
<b>D.</b>	<b>Synthèse.....</b>	<b>127</b>
	<b>Problématique et objectifs de la thèse.....</b>	<b>129</b>
<u><i>PARTIE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE NEUQUEN ET DE LA FORMATION DE LA</i></u>		
<u><i>VACA MUERTA.....</i></u>		
	<b>Avant-propos.....</b>	<b>135</b>
I.	Cadre morphostructural des Andes.....	137
<b>A.</b>	<b>Segmentation des Andes.....</b>	<b>137</b>
1.	Les Andes Septentrionales.....	137
2.	Les Andes Centrales.....	137
3.	Les Andes australes.....	139
<b>B.</b>	<b>Évolution de la convergence des plaques.....</b>	<b>139</b>
II.	Le bassin de Neuquén.....	141
<b>A.</b>	<b>Contexte morpho-structural.....</b>	<b>141</b>
1.	Le Neuquén Andin.....	142
a.	La ceinture orogénique.....	143
b.	La gouttière de Loncopué et la Cordillère Del Viento.....	143
c.	Les ceintures plissées.....	143
2.	La zone de transition.....	143
3.	La région de l’embayment.....	144
a.	La plateforme nord-est.....	145
b.	L’embayment.....	145
c.	La dorsale cisailante.....	145
d.	L’embayment sud.....	145
e.	La ligne de Hinge.....	146
4.	Contexte sédimentaire.....	146
<b>B.</b>	<b>Contexte tectono-sédimentaire du bassin de Neuquén.....</b>	<b>148</b>
1.	Introduction.....	148
a.	Aperçu géodynamique.....	148
b.	Aperçu stratigraphique.....	150
2.	L’accrétion du Gondwana (Précambrien-Permien).....	150
3.	Extension pré-rift (Permien-Trias).....	152
a.	Le groupe de Choiyoi.....	152
4.	Le cycle Jurassique (Trias-Jurassique inférieur) : la phase syn-rift.....	152
b.	Le groupe de Pré-Cuyo.....	152
5.	Le cycle Andin (Jurassique moyen-Crétacé inférieur) : la phase post-rift.....	153
a.	Contexte géodynamique.....	153
b.	Stratigraphie.....	154
6.	Le cycle Rio-Grande (Crétacé Supérieur-Oligocène) : la phase d’avant pays.....	159

a.	Contexte géodynamique et stratigraphique général.....	159
b.	La phase Péruvienne (Crétacé moyen – Maastrichtien).....	160
c.	La phase Incaïque .....	163
d.	Phase de quiescence .....	165
e.	La phase Quechua .....	166
f.	Régime tectonique actuel.....	167
III.	La formation de la Vaca Muerta .....	170
<b>A.</b>	<b>Contexte géologique.....</b>	<b>170</b>
1.	Introduction .....	170
2.	Le système Vaca Muerta – Quintuco .....	170
3.	Stratigraphie .....	171
4.	Lithologies.....	172
5.	Limites stratigraphiques de la formation .....	176
a.	Limite inférieure : Tordillo – Vaca Muerta.....	176
b.	Limite supérieure : Vaca Muerta – Mulinchenco.....	177
<b>B.</b>	<b>Potentiel pétrolier du bassin de Neuquén .....</b>	<b>178</b>
1.	Données de géochimie organique des roches mères de Neuquén.....	178
2.	Historique de l’exploitation pétrolière dans le bassin de Neuquén.....	179
a.	Rappels sur les techniques d’extraction conventionnelles et non conventionnelles	179
b.	Intérêt pétrolier du bassin de Neuquén .....	180

## **CHAPITRE II – ÉTUDE DE LA DISTRIBUTION 1D DE LA FRACTURATION DANS DES CAROTTES SEDIMENTAIRES DE SUBSURFACE ..... 185**

<b>Avant-propos .....</b>	<b>187</b>	
<b>Geological parameters controlling the bedding-parallel veins distribution from Vaca Muerta Formation cored data, Neuquén basin, Argentina.....</b>	<b>189</b>	
I.	Abstract .....	190
II.	Introduction .....	191
<b>A.</b>	<b>Natural hydraulic fractures within source rocks for petroleum: example of BPV</b>	<b>191</b>
<b>B.</b>	<b>What we know about BPV .....</b>	<b>191</b>
<b>C.</b>	<b>Aim of the study.....</b>	<b>192</b>
III.	Geological setting.....	193

<b>A.</b>	<b>Structural geology: the Neuquén Basin.....</b>	<b>193</b>
<b>B.</b>	<b>The Vaca Muerta Formation .....</b>	<b>195</b>
<b>C.</b>	<b>BPV in VMF .....</b>	<b>196</b>
1.	BPV location in the basin .....	196
2.	BPV composition .....	197
3.	BPV distribution .....	197
4.	The recording of BPV.....	197
IV.	Methodology and Data .....	198
V.	Results .....	200
<b>A.</b>	<b>Facies description .....</b>	<b>200</b>
1.	The distal basin facies.....	201
2.	The sedimentary heterogeneities .....	202
3.	The fracture facies.....	202
<b>B.</b>	<b>BPV distribution.....</b>	<b>204</b>
<b>C.</b>	<b>“macro-BPV at interfaces” .....</b>	<b>204</b>
<b>D.</b>	<b>“macro-BPV inside” .....</b>	<b>207</b>
<b>E.</b>	<b>TOC values .....</b>	<b>208</b>
<b>F.</b>	<b>Maturity values .....</b>	<b>209</b>
VI.	Discussion .....	210
VII.	Conclusions.....	213
<b>A.</b>	<b>Facies heterogeneities .....</b>	<b>213</b>
<b>B.</b>	<b>TOC content .....</b>	<b>214</b>
<b>C.</b>	<b>Maturity and horizontal stress .....</b>	<b>214</b>
VIII.	Acknowledgments .....	214
	<b>Données complémentaires.....</b>	<b>215</b>
I.	Données diagraphiques de minéralogie .....	215
<b>A.</b>	<b>Code informatique.....</b>	<b>215</b>
<b>B.</b>	<b>Observations sur le logiciel Petrel .....</b>	<b>217</b>
II.	Données de TOC.....	218
III.	Données de porosité et de perméabilité .....	220
IV.	Modèle de distribution des beef dans l’embayment .....	222
	<b>Synthèse chapitre II .....</b>	<b>223</b>

# CHAPITRE III – ÉTUDE A L’AFFLEUREMENT DE LA DISTRIBUTION 3D DE LA FRACTURATION ET CRITERES PETROGRAPHIQUES..... 225

<b>Avant-propos .....</b>	<b>227</b>
<b>Bedding-Parallel Vein Distribution and Morphology - Macro and Micro-scale study on outcrops in the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina.....</b>	<b>229</b>
I. Abstract .....	230
II. Introduction .....	231
<b>A. Natural hydraulic fractures within source rocks .....</b>	<b>231</b>
<b>B. Bedding-parallel veins.....</b>	<b>231</b>
<b>C. Morphologies and composition .....</b>	<b>232</b>
<b>D. Major mechanisms involved in natural hydraulic fracturing.....</b>	<b>232</b>
<b>E. BPV in the Neuquén basin.....</b>	<b>233</b>
III. Geological setting.....	234
<b>A. The Neuquén basin.....</b>	<b>234</b>
<b>B. Vaca Muerta Formation (VMF) .....</b>	<b>235</b>
<b>C. Bedding Parallel Veins (BPV) in the Neuquén basin .....</b>	<b>236</b>
<b>D. Puerta Curaco outcrop.....</b>	<b>237</b>
<b>E. Huncal outcrop.....</b>	<b>238</b>
IV. Methodology .....	239
V. Results .....	240
<b>A. BPV distribution.....</b>	<b>240</b>
1. Puerta Curaco outcrop .....	240
2. Huncal outcrop.....	246
<b>B. BPV texture and composition .....</b>	<b>250</b>
<b>C. BPV mineralogy.....</b>	<b>253</b>
VI. Discussion .....	255
<b>A. BPV Distribution .....</b>	<b>255</b>
1. Marine Flooding Surface (MFS).....	255
2. BPV thickness .....	255



3.	Transverse veins.....	255
4.	Continuous and discontinuous morphologies .....	256
a.	Puerta Curaco outcrop .....	256
b.	Huncal outcrop .....	257
5.	Proposed model for continuous BPV and discontinuous BPV formation.....	257
<b>B.</b>	<b>BPV Texture .....</b>	<b>259</b>
1.	Opening velocity .....	260
2.	Initial grain size along median zone and wall .....	261
3.	Solid inclusions bands.....	261
<b>C.</b>	<b>BPV mineralogy.....</b>	<b>262</b>
1.	Calcite .....	262
2.	Barite .....	262
3.	Gypsum.....	263
4.	Anhydrite .....	263
5.	Calcite and gypsum micro-BPV .....	263
VII.	Conclusion .....	264
VIII.	Acknowledgments .....	264
	<b>Données complémentaires.....</b>	<b>265</b>
I.	Extension 2D des beef de Puerta Curaco .....	265
<b>A.</b>	<b>Méthodologie .....</b>	<b>265</b>
<b>B.</b>	<b>Résultats .....</b>	<b>266</b>
1.	Évolution du pendage.....	266
2.	Corrélation des beef.....	267
<b>C.</b>	<b>Conclusion.....</b>	<b>268</b>
II.	Modèle photogrammétrique pour l'extension 3D des beef sur Huncal... 269	
<b>A.</b>	<b>Principe de modélisation 3D : utilisation de la photogrammétrie.....</b>	<b>269</b>
<b>B.</b>	<b>Méthodologie – Photogrammétrie .....</b>	<b>269</b>
<b>C.</b>	<b>Résultats .....</b>	<b>270</b>
<b>D.</b>	<b>Conclusion .....</b>	<b>274</b>
III.	Organisation des fibres de calcite dans un beef suivant différents axes de coupe	275
<b>A.</b>	<b>Rappels sur les croissance cristalline antitaxiale dans les contraintes compressives.....</b>	<b>275</b>
<b>B.</b>	<b>Analyse de la croissance des fibres sur un beef .....</b>	<b>276</b>
<b>C.</b>	<b>Modèle numérique 3D de croissance des fibres.....</b>	<b>278</b>
IV.	Symétrie de la zone médiane .....	279

<b>Synthèse chapitre III .....</b>	<b>281</b>
<b>Annexes – Chapitre III .....</b>	<b>283</b>

## **CHAPITRE IV : ÉTUDES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES DE LA FRACTURATION ..... 307**

<b>Avant-propos .....</b>	<b>309</b>
<b>Analyses pétrographiques et géochimiques .....</b>	<b>311</b>
<b>I. Analyse pétrographique .....</b>	<b>311</b>
<b>A. Observations au microscope optique .....</b>	<b>311</b>
1. Introduction au microscope optique.....	311
2. Méthodologie.....	311
3. Générations de calcite.....	312
4. Déformation des fibres de calcite .....	312
5. Bitume et kérogène dans les shales et veines transverses.....	317
6. Cendres volcaniques.....	320
a. Composition des cendres .....	320
b. Diagenèse des cendres.....	321
c. Variation des faciès .....	321
d. Origine des faciès.....	322
7. Critère pétrographique de la direction croissance d'un beef.....	322
a. Rappels sur les croissances cristallines.....	322
b. Arguments de croissance antitaxiale pour les beef de la Vaca Muerta.....	323
c. Arguments de croissance syntaxiale pour les beef de la Vaca Muerta.....	324
d. Modèle proposé.....	324
8. Discussion de la caractérisation des veines au microscope optique .....	326
<b>B. Analyse des calcites en cathodoluminescence .....</b>	<b>327</b>
1. Introduction à la cathodoluminescence .....	327
2. Méthodologie.....	328
3. Observations et discussion .....	328
4. Synthèse cathodoluminescence.....	330
<b>C. Analyse par microscopie électronique à balayage .....</b>	<b>331</b>
1. Introduction à microscopie électronique à balayage.....	331
2. Méthodologie.....	331
3. Observations et discussion .....	332
a. Beef et veines transverses.....	332
b. Roche encaissante.....	335
c. Microfaciès.....	336
4. Synthèse MEB .....	338
<b>D. Cartographie minéralogique.....</b>	<b>339</b>

1.	Introduction au QEMSCAN .....	339
2.	Méthodologie.....	339
3.	Observations et discussion .....	339
a.	Beef d'anhydrite.....	339
b.	Beef de gypse.....	340
c.	Beef avec une cendre volcanique.....	341
d.	Beef recoupé par une veine blocky.....	341
4.	Synthèse .....	342
II.	Composition élémentaire des calcites .....	344
<b>A.</b>	<b>Analyse des éléments majeurs, traces et REE .....</b>	<b>344</b>
1.	Sélection des échantillons .....	344
2.	Méthode analytique.....	345
a.	Majeurs – analyses roche totale par ICP-AES.....	345
b.	Traces et REE – analyses roche totale par ICP-MS .....	347
<b>B.</b>	<b>Résultats .....</b>	<b>348</b>
1.	Beef .....	348
a.	Les beef dans les shales.....	348
b.	Beef au contact d'une cendre.....	352
2.	Veines transverses .....	354
a.	Veines transverses recoupant directement un beef .....	354
b.	Sets de fractures à Puerta Curaco.....	356
3.	Shales, beef et veines transverses .....	357
<b>C.</b>	<b>Discussion .....</b>	<b>360</b>
1.	Comportement des fluides alimentant les beef .....	360
2.	Interactions avec les veines transverses .....	361
3.	Interactions avec les cendres.....	362
4.	Interactions avec les shales encaissants.....	363
5.	Datation U / Pb.....	363
III.	Composition, température et pression lors du piégeage des fluides.....	365
<b>A.</b>	<b>Analyse des clumped isotopes <math>\Delta 47</math> .....</b>	<b>365</b>
1.	Méthode .....	365
2.	Résultats .....	366
<b>B.</b>	<b>Analyse des inclusions fluides.....</b>	<b>368</b>
1.	Méthode .....	368
2.	Salinité et CH <sub>4</sub> dissous des fluides aqueux.....	369
3.	Température d'homogénéisation des inclusions aqueuses et hydrocarbonées	
	372	
a.	Beef de Puerta Curaco.....	375
b.	Beef de Lechuza .....	375
c.	Beef des puits.....	375

4. Modélisation PT lors de la coexistence d'inclusions aqueuses et hydrocarbonées sur l'affleurement de Puerta Curaco .....	376
d. Échantillon beef 60 .....	377
e. Échantillon PCash1 .....	378
f. Échantillon PC2 .....	379
<b>C. Discussion .....</b>	<b>383</b>
a. Origine des fluides.....	383
b. Conditions PT de piégeage .....	385
c. Conditions de surpression pour la génération d'une fracture horizontale .....	387
IV. Analyses des isotopes du carbone et de l'oxygène .....	391
<b>A. Études antérieures.....</b>	<b>391</b>
<b>B. Apports et méthode de l'analyse SIMS .....</b>	<b>392</b>
<b>C. Résultats .....</b>	<b>393</b>
1. Variation du $\delta^{18}\text{O}$ .....	397
2. Variation du $\delta^{13}\text{C}$ .....	397
<b>D. Discussion .....</b>	<b>401</b>
V. Timing de genèse des beef.....	404
<b>Synthèse .....</b>	<b>408</b>
<b>Annexes – Chapitre IV.....</b>	<b>409</b>

## **CHAPITRE V : SYNTHÈSE, CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES ..... 419**

I. Discussion mécanique générale .....	421
1. Réflexions sur les mécanismes de mise en place des beef.....	421
a. Perméabilité dans les shales.....	421
b. Anisotropie dans les shales.....	422
c. Comportement mécanique en milieu anisotrope .....	423
d. Influence de la contrainte tectonique compressive dans l'initiation et l'ouverture de la fracturation.....	424
e. Couplage de la contrainte tectonique compressive avec la pression des fluides ..	425
f. Couplage de la force de cristallisation avec la pression des fluides .....	427
2. Modèle de fracturation dans une roche mère anisotrope de type shale .....	428
II. Conclusions générales.....	431
a. Version française.....	431
b. English version .....	433
III. Perspectives.....	435

<b>Références bibliographiques .....</b>	<b>439</b>
--	------------

# Liste des illustrations

FIGURE 1 : A. SCHEMA DES DIVERSES FRACTURES HYDRAULIQUES NATURELLES PRESENTES DANS LES BASSINS SEDIMENTAIRES. MODIFIE D'APRES MOURGUES ET AL., (2011). B. VUE DE L'OUEST DES VOLCANS PAYUN MATRU ET PAYUN LISO MONTRANT LEURS DIFFERENTES MORPHOLOGIES, AINSI QUE LE CHAMP BASALTIQUE OCCIDENTAL DANS LE BASSIN SEDIMENTAIRE DE NEUQUEN (HERNANDO ET AL., 2012). C. CARTE DE PROFONDEUR DE L'HORIZON DE LA BASE DU QUATERNAIRE MONTRANT EN ORANGE DES FAILLES POLYGONALES DANS LE BASSIN DU CONGO (GAY ET AL., 2004). D & E. PROFIL SISMIQUE MONTRANT DES CHEMINEES SISMIQUES DE FLUIDES EN MIGRATION DANS LES TURBIDITES OLIGO-MIOCENE DU BASSIN DU CONGO (GAY ET AL., 2006). F. PIPES CLASTIQUES REMPLIS DE SABLE DANS DES DUNES EOLIENNES DANS LA FORMATION JURASSIQUE DE LA CARMEL, ZONE PARIAS-BIG WATER, UTAH (CHAN ET AL., 2007). G. PANORAMA DE SILLS RECOUPANT LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (SPACAPAN ET AL., 2018). H. DYKES VOLCANIQUES RECOUPANT LES SERIES SEDIMENTAIRES DU BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE. I. FUITES D'HYDROCARBURES A TRAVERS DES FRACTURES HYDRAULIQUES (LØSETH ET AL., 2009). J. SISMIQUE D'UNE ZONE CHAOTIQUE VERTICALE EN FORME D'OBELISQUE INTERPRETEE COMME UNE CHEMINEE DE GAZ SITUEE AU-DESSUS D'UN DOME DE SEL (ARNTSEN ET AL., 2007). .....	14
FIGURE 2 : SCHEMA REPRESENTANT L'ETAT DES CONTRAINTES TOTALES (CERCLE BLEU) ET L'ETAT DES CONTRAINTES EFFECTIVES (CERCLE VERT) DANS UN CERCLE DE MOHR. $\tau$ REPRESENTE LE CISAILEMENT ET $\sigma$ LA CONTRAINTE NORMALE. ....	16
FIGURE 3 : INFLUENCE DE LA TAILLE DES CONTACTS ENTRE GRAINS SUR LA DEFINITION DE LA CONTRAINTE EFFECTIVE. A. DANS LE CAS DE CONTACTS PONCTUELS, LA CONTRAINTE EFFECTIVE CORRESPOND A LA CONTRAINTE INTER-GRANULAIRE. B. DANS UN CAS CONTRAIRE, LA CONTRAINTE EFFECTIVE NE CORRESPOND PLUS A LA FORCE MISE EN JEU LORS D'UN CISAILEMENT. SON INTERPRETATION ET SA JUSTIFICATION SOUS SA FORME CLASSIQUE SONT ALORS PLUS DELICATES. AVEC $\Sigma_N^{GR}$ ET $\Sigma_N$ LES CONTRAINTES INTER-GRANULAIRE ET TOTALE NORMALES A LA SURFACE DE CISAILEMENT, T LA CONTRAINTE CISAILLANTE NECESSAIRE AU GLISSEMENT, $P_f$ LA PRESSION DES FLUIDES ET $\Psi$ LA POROSITE SURFACIQUE. MODIFIE D'APRES MOURGUES, (2003). ....	16
FIGURE 4 : DEUX FORCES DE VOLUMES AGISSANT SUR LA ROCHE ; LA GRAVITE ET LA PRESSION FLUIDE. A. MILIEU A L'ETAT HYDROSTATIQUE AVEC DES ISOBARES HORIZONTAUX. B. MILIEU A L'ETAT NON HYDROSTATIQUE AVEC DES ISOBARES NON HORIZONTAUX INTRODUISANT UNE AUTRE FORCE QUI FERA VARIER LA DIRECTION DE LA RESULTANTE DU TOTAL DES FORCES. AVEC LA GRAVITE EN VERT, LE GRADIENT DE PRESSION FLUIDE TOTALE EN NOIR, LA PRESSION HYDROSTATIQUE EN BLEU, LES FORCES D'INFILTRATION EN MAUVE ET LES FORCES RESULTANTES EN ROUGES. MODIFIE D'APRES MOURGUES, (2003). ....	17
FIGURE 5 : SCHEMA DE LA REORIENTATION DES CONTRAINTES PRINCIPALES ET FAILLES CONJUGUEES EN FONCTION DU GRADIENT DE SURPRESSION (ET DONC DES FORCES D'INFILTRATIONS). PLUS LE COUPLAGE $P_{FLUIDES} / \sigma_{TOTALES}$ EST FORT, PLUS L'INCLINAISON DE L'ANGLE DE LA FAILLE AUGMENTE. MODIFIE D'APRES MOURGUES ET AL., (2003). AVEC $P_{AT}$ LA PRESSION DE FLUIDE ATMOSPHERIQUE, $P_b$ LA PRESSION DE FLUIDE A LA BASE DU MODELE, $F_s$ LES FORCES D'INFILTRATION, $F_w$ LE POIDS ET R LA RESULTANTE DES FORCES. ....	18
FIGURE 6 : BLOC 3D REPRESENTANT UNE FRACTURE HYDRAULIQUE NATURELLE, PERPENDICULAIRE A $\sigma_3 + \tau$ SE DEVELOPPANT DANS LA DIRECTION DE $\sigma_1 = P_f$ . ....	19
FIGURE 7 : A. FRACTURE HYDRAULIQUE GENEREE DANS UN SYSTEME OUVERT, LE FLUIDE PROVIENT DE L'EXTERIEUR DE LA FORMATION, EN L'OCCURRENCE UNE CHAMBRE MAGMATIQUE. B. FRACTURE HYDRAULIQUE GENEREE DANS UN SYSTEME FERME, LE FLUIDE PROVIENT DE L'EXTERIEUR DE L'INTERIEUR DE LA FORMATION, EN L'OCCURRENCE DES FLUIDES DIAGENETIQUE PIEGES DANS LA ROCHE ENCAISSANTE. ....	20
FIGURE 8 : DIFFERENTS ETATS DE CONTRAINTES REPRESENTANT LE MODE DE FRACTURATION REPRESENTES SUR LE CERCLE DE MOHR. ....	20
FIGURE 9 : A. CAS SANS UN COUPLAGE $P_{FLUIDES} / \sigma_{TOTALES}$ . ÉVOLUTION DE L'ETAT DE CONTRAINTE AVEC DES $\sigma_{TOTALES}$ FIXES N'IMPLIQUANT PAS UN CHANGEMENT DE L'ETAT DE CONTRAINTE TOTALE LORSQUE LA PRESSION DES FLUIDES AUGMENTE. B. CAS AVEC UN COUPLAGE $P_{FLUIDES} / \sigma_{TOTALES}$ . ÉVOLUTION DE L'ETAT DE CONTRAINTE AVEC DES $\sigma_{TOTALES}$ NON CONSTANTES IMPLIQUANT UN CHANGEMENT DE L'ETAT DE CONTRAINTE TOTALE LORSQUE LA PRESSION DES FLUIDES AUGMENTE. MODIFIE D'APRES HILLIS ET AL., (2003). ....	21
FIGURE 10 : RESULTATS DES PREDICTIONS NUMERIQUES ET ANALYTIQUES SUR LE COUPLAGE ENTRE LA PRESSION DES FLUIDES ET LES CONTRAINTES EFFECTIVES POUR UNE DISTRIBUTION HOMOGENE DE LA PRESSION DES FLUIDES DANS UN BASSIN. LES PREDICTIONS	

SONT FAITES EN SUPPOSANT UNE RHEOLOGIE ELASTIQUE ET AUCUNE DEFORMATION SUR LES LIMITES LATERALES DU MODELE. A. MODELE NUMERIQUE DE LA DISTRIBUTION DE LA SURPRESSION DES FLUIDES POUR UN MODELE UNIAXIAL. B. ÉVOLUTION DES CONTRAINTES EFFECTIVES DU CERCLE DE MOHR PENDANT L'AUGMENTATION DE LA PRESSION DES FLUIDES. MODIFIÉ D'APRES MOURGUES ET AL., (2011). .....	22
FIGURE 11 : RESULTATS DES PREDICTIONS NUMERIQUES ET ANALYTIQUES SUR LE COUPLAGE ENTRE LA PRESSION DES FLUIDES ET LES CONTRAINTES EFFECTIVES POUR UNE DISTRIBUTION INHOMOGENE DE LA PRESSION DES FLUIDES DANS UN BASSIN. LES PREDICTIONS SONT FAITES EN SUPPOSANT UNE RHEOLOGIE ELASTIQUE ET AUCUNE DEFORMATION SUR LES LIMITES LATERALES DU MODELE. A. MODELE NUMERIQUE DE LA DISTRIBUTION DE LA SURPRESSION DES FLUIDES EN UN POINT DONNE. B. ÉVOLUTION DES CONTRAINTES EFFECTIVES DU CERCLE DE MOHR PENDANT L'AUGMENTATION DE LA PRESSION DES FLUIDES. MODIFIÉ D'APRES MOURGUES ET AL., (2011). .....	23
FIGURE 12 : CERCLE DE MOHR REPRESENTANT L'ETAT DE CONTRAINTE NECESSAIRE POUR GENERER UNE FRACTURE HYDRAULIQUE EN TENSION PARALLELE A LA STRATIFICATION HORIZONTALE DANS UN CONTEXTE OU LA CONTRAINTE PRINCIPALE MAXIMALE EST VERTICALE. POUR LA FRACTURE HORIZONTALE, L'ENVELOPPE DE RUPTURE NE PASSE PAS DIRECTEMENT PAR ZERO, SACHANT QU'IL Y A TOUJOURS UN MINIMUM DE RESISTANCE EN TENSION MALGRE L'ANISOTROPIE DE LA ROCHE. ....	24
FIGURE 13 : LIMITATIONS DE LA PROPAGATION DES FRACTURES EN FONCTION DES DIFFERENTES RHEOLOGIQUES DES BANCS DANS LES SHALES ARGILEUX D'ALBANIE. CERTAINES FRACTURES SONT LIMITEES PAR LE SOMMET ET LA BASE DES BANCS TANDIS QUE D'AUTRES TRAVERSENT DE MULTIPLES BANCS. LB= LIMITE DE BANC ET F CORRESPOND A UNE FRACTURE TRAVERSANT PLUSIEURS BANCS. LA CLASSIFICATION DES FRACTURES A ETE FAITE SELON LES DEFINITION DE HOOKER ET AL.,(2013). LA PHOTO A ETE MODIFIEE D'APRES GALE ET AL., (2014). ....	25
FIGURE 14 : A. SIMULATION DE LA GEOMETRIE DES FRACTURES INDUITES IDEALISEES SANS FRACTURES HYDRAULIQUES NATURELLES DANS UN FORAGE HORIZONTALES (YEW AND WENG, 2014). B ET C. COMPLEXITE DES FRACTURES INDUITES DUE A L'INTERFERENCE MECANIQUE ENTRE LES FRACTURES HYDRAULIQUES NATURELLES LE LONG D'UN PUIITS HORIZONTAL (HUANG ET AL., 2014A; YEW AND WENG, 2014) .....	26
FIGURE 15 : A. INJECTITE DE SABLE DANS LES MACRA SHALES, CALIFORNIE, USA (SCOTT ET AL., 2013). B. GEYSERS DANS LE PARC DE YELLOWSTONE, USA (BRYAN, 2008). C. VOLCAN DE BOUE, BASSIN CASPIEN DU SUD, AZERBAÏDJAN (BLOUIN, 2019). ....	28
FIGURE 16 : GRAPHIQUE DES PRESSIONS VS PROFONDEUR. LES ROCHES AYANT DES VALEURS DE PRESSION ENTRE LE GRADIENT HYDROSTATIQUE ET LITHOSTATIQUE, VOIRE AU-DELA DU LITHOSTATIQUE, SONT CONSIDEREES EN ETAT DE « SURPRESSION » TANDIS QUE LES ROCHES AYANT UNE PRESSION SE SITUANT SOUS LE GRADIENT HYDROSTATIQUE SONT EN CONDITION DE « SOUS PRESSION ». MODIFIÉ D'APRES SWARBRICK AND OSBORNE., (1998) ET MOURGUES, (2004). ....	29
FIGURE 17 : CARTE MONTRANT LA DISTRIBUTION GLOBALE DES SURPRESSIONS DE FLUIDES ACTUELLES RECENSEES ET SURLIGNEES EN GRIS FONCEES. LES ZONES TROP PETITES POUR APPARAÎTRENT SUR LA CARTE SONT INDIQUEES PAR DES NUMEROS EN GRAS. D'APRES LAW & SPENCER, (1998). POUR CONNAITRE L'ÂGE ET LA REGION DE TOUS LES BASSINS CITES LE LECTEUR EST INVITE A SE REFERER AU TABLEAU ETABLI PAR LAW & SPENCER, (1998). ....	30
FIGURE 18 : ÉVOLUTION GENERALE DE LA MATIERE ORGANIQUE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR SANS EXPULSION DES HYDROCARBURES. RES = RESINES ET ASPH = ASPHALTENE. MODIFIÉ D'APRES TISSOT ET WELTE, 2013. ....	34
FIGURE 19 : COMPARAISON DES VOLUMES DES EAUX INTERSTITIELLES, DU KEROGENE ET DES HYDROCARBURES AVEC LES PRESSIONS. LES POINTS A ET B MARQUENT RESPECTIVEMENT LES CONDITIONS AVANT ET APRES LA GENERATION DES HYDROCARBURES. A. MODELE HYPOTHETIQUE DE ROCHE MERE SANS LA GENERATION D'HYDROCARBURES. $V_{w1}$ : VOLUME DES EAUX INTERSTITIELLES, $V_k$ : VOLUME DU KEROGENE, $M_{k1}$ : MASSE DU KEROGENE ET $P_h$ : PRESSION HYDROSTATIQUE. CE SONT LES PARAMETRES PRESENTS DANS UNE ROCHE MERE N'AYANT PAS GENERE D'HYDROCARBURES B. GENERATION DE SURPRESSIONS DUES A LA CONVERSION DU KEROGENE EN HYDROCARBURES (HUILE + GAZ). $M_o$ : MASSE GENEREE DE L'HUILE, $M_g$ : MASSE GENEREE DU GAZ, $V_o$ : VOLUME GENERE DE L'HUILE, $V_g$ : VOLUME GENERE DU GAZ ET $P$ : SURPRESSIONS CREEES PAR LA GENERATION DE L'HUILE ET DU GAZ. IL EST A NOTE QUE LE GAZ OCCUPE UN VOLUME BIEN PLUS IMPORTANT QUE L'HUILE. MODIFIÉ D'APRES GUO ET AL., (2016). ....	36
FIGURE 20 : DESSIN ILLUSTRANT LES SURPRESSIONS INDUITES PAR LES CHUTES POTENTIOMETRIQUES VENANT DE L'AMONT DE LA VALLEE ET S'ACCUMULANT DANS LA PARTIE LA PLUS PROFONDE DU RESERVOIR EN AVAL. MODIFIÉ APRES SWARBRICK & OSBORNE, (1998). ....	39
FIGURE 21 : ARBORESCENCE DES PRINCIPAUX MECANISMES CONTROLANT LA MISE EN PLACE DES SURPRESSIONS DE FLUIDES DANS LES BASSINS SEDIMENTAIRES. MODIFIÉ D'APRES SWARBRICK AND OSBORNE, (1996). ....	40

FIGURE 22 : VUES D'UNE LAME MINCE D'UN ECHANTILLON DE SHALE IMMATURE DE LA GREEN RIVER A DIFFERENTES RESOLUTIONS, ILLUSTRANT LA MICROSTRUCTURE D'UN SHALE. A) MICROSCOPIE OPTIQUE : DES PLAQUES DE KEROGENE ALLONGEES ET DES GRAINS DE PYRITE SONT INTEGRES DANS UNE MATRICE RICHE EN ARGILE ET EN GRAINS CARBONATES. B-C) IMAGE BSE AU MEB (MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE) DU MEME ECHANTILLON OU L'ANISOTROPIE VERTICALE EN B) ET HORIZONTALE EN C) EST VISIBLE. D) COUPE EN FAISCEAU IONIQUE FOCAL ET MEB HAUTE RESOLUTION DU MEME ECHANTILLON. LES FLECHES BLANCHES INDIQUENT DES MICROPORES SITUES SOIT A L'INTERIEUR DU KEROGENE, SOIT A L'INTERFACE ENTRE LE KEROGENE ET LES GRAINS. LES TROIS IMAGES MONTRENT UN MATERIAU TRES HETEROGENE, AVEC DES GRANULOMETRIES DIFFERENTES, DE FAIBLES EPAISSEURS ET UNE ANISOTROPIE PARALLELE A LA STRATIFICATION. LES IMAGES ONT ETE MODIFIE D'APRES OUGIER ET AL., (2016). .....	42
FIGURE 23 : STRUCTURE MULTI-EHELLE DES SHALES (ULM ET AL., 2005; ULM AND ABOUSLEIMAN, 2006) PRESENTANT DIVERSES HETEROGENEITES, Y COMPRIS DES PORES A PLUSIEURS ECHELLES, DES ARGILES, DES PLAQUES DE KEROGENE ET DES GRAINS CLASTIQUES (QUARTZ, CALCITE, FELDSPATH) INTEGRES DANS LA MATRICE ARGILEUSE. LES DIMENSIONS RELATIVES DES MINERAUX ARGILEUX COMMUNS ONT ETE MODIFIEES D'APRES MITCHELL (1993) ET CERATO (2001) ET LES SCHEMAS DE LA MICROSTRUCTURE DES SHALES A DIFFERENTES ECHELLES ONT ETE MODIFIES D'APRES SAROUT ET GUEGUEN (2008A). LES IMAGES MEB A ET B VIENNENT DES SHALES DU MARCELLUS (LOUCKS ET AL., 2009) TANDIS QUE LES IMAGES MEB C ET DE MICROSCOPIE OPTIQUE D VIENNENT DES SHALES DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (HERNANDEZ BILBAO, 2016). .....	44
FIGURE 24 : COMPORTEMENT DES ARGILES EN FONCTION DE LEUR TENEUR EN EAU, MODIFIE D'APRES PHILIPPONNAT AND HUBBERT, (2011). .....	45
FIGURE 25 : STYLES STRUCTURAUX TYPQUES OBSERVES SUR LA MARGE PASSIVE AU NIVEAU DU DELTA DU NIGER. MODIFIE D'APRES WU AND BALLY, (2000). .....	46
FIGURE 26 : EXEMPLES DE CAROTTES DE ROCHES MERES COMPRENANT LES TROIS TYPES DE KEROGENE DIFFERENT. A. ROCHE MERE AVEC UN KEROGENE DE TYPE I (LACUSTRE), FORMATION DE LA GREEN RIVER, BASSIN DE UINTA, SOURCE : EXPOSITION « CORE LIKE NEVER BEFORE », AAPG-ACE 2018, SALT LAKE CITY, USA. B. ROCHE MERE AVEC UN KEROGENE DE TYPE II (MARIN), FORMATION DE BAKKEN, BASSIN DE WILLISTON, SOURCE : <a href="https://www.wikiwand.com/en/Core_sample">HTTPS://WWW.WIKIWAND.COM/EN/CORE_SAMPLE</a> C. ROCHE MERE AVEC UN KEROGENE TERRESTRE (TYPE III), DELTA DE MACKENZIE, BASSIN DE L'ARCTIQUE (LE GOUCHE, 2017). .....	47
FIGURE 27 : DIAGRAMME DE VAN KREVELEN ILLUSTRANT, EN FONCTION DE L'EVOLUTION THERMIQUE, L'EVOLUTION DES RAPPORTS ATOMIQUES H/C ET O/C DES TROIS TYPES DE KEROGENES DE REFERENCE, LES ZONES PRINCIPALES DE FORMATION DES HUILES ET DES GAZ ET LES TERMES DE LA LIGNEE DES CHARBONS. LES COURBES 0.5 ET 2% CORRESPONDENT A DES COURBES D'ISO-REFLECTANCE DU POUVOIR REFLECTEUR DE LA VITRINITE. MODIFIE D'APRES DURAND, (1980). .....	48
FIGURE 28 : COMPARAISON DE L'ANISOTROPIE DES SHALES DE LA FORMATION DE CHOCHOLOW, BASSIN DE PODHALE, POLOGNE, A FAIBLE ET FORTE PROFONDEUR. I-S : ILLITE-SMECTITE A. IMAGE BSE A 193 M D'ENFOUSSEMENT AVEC 40% D'ILLITE ET 60% DE SMECTITE. L'IMAGE SUGGERE UNE MATRICE MINERALE EST FAIBLEMENT ALIGNEE. B. IMAGE BSE A 2201 M D'ENFOUSSEMENT AVEC 80% D'ILLITE ET 20% DE SMECTITE. L'IMAGE SUGGERE UNE MATRICE MINERALE FORTEMENT ALIGNEE ET PARALLELE A LA STRATIFICATION. LES IMAGES PROVIENNENT DE DAY-STIRRAT ET AL., (2008). .....	50
FIGURE 29 : A. PROPAGATION DE FRACTURES HYDRAULIQUES NATURELLES DANS LES SHALES DU MARCELLUS LE LONG DE LA ROUTE 414 AU SUD-OUEST DE WATKINS GLEN, NEW YORK. LA DENSITE DES FRACTURES AUGMENTE DANS LES ZONES PLUS RICHES EN MATIERE ORGANIQUE (ENGELDER ET AL., 2009). B. HIERARCHIES DES FRACTURES EN COUPE TRANSVERSALE D'APRES LAUBACH ET TREMAIN, (1991). LES ZONES GRISES, QUI CONCENTRENT DU CHARBON, LOCALISENT UNE DENSITE DE FRACTURES (DE DIFFERENTES ENVERGURES) QUE NE LOCALISENT PAS LES BANCS GRESEUX INTERSTRATIFIES EN ORANGE. MODIFIE D'APRES LAUBACH ET AL., (1997). .....	51
FIGURE 30 : ANISOTROPIE DANS LES SHALES. A. LAME MINCE DES SHALES DE LA FORMATION DE MAHANTANGO, BASSIN DU MARCELLUS, PRESENTANT UNE ANISOTROPIE TRES PRONONCEE ET PARALLELE A LA STRATIFICATION (EASTMAN, 2013) B. SHALES DE LA FORMATION DE ITHACA, ETAT DE NEW-YORK, SE DEBITANT EN FEUILLET SUIVANT L'ANISOTROPIE PARALLELE A LA STRATIFICATION (KAUFMAN, 2019). .....	52
FIGURE 31 : A. FRACTURE SUBVERTICALE OUVERTE DANS DES SHALES LAMINES (LORENZ AND COOPER, 2017) B. FRACTURE OUVERTE CONFINEE DANS UN BANC CALCAIRE PLUS INDURE (LORENZ AND COOPER, 2017). C. FRACTURES HORIZONTALES OUVERTES DANS LES SHALES DE LA MAHOGANY ZONE, FORMATION DE LA GREEN RIVER, BASSIN DE UINTA (LEWAN AND BIRDWELL, 2013). D. MICRO FRACTURES OUVERTES DANS LES ARGILES D'OPALINUS, MONTE TERRI, SUISSE (HOUBEN ET AL., 2013). E. VUE DE FACE D'UNE FRACTURE DE CALCITE VERTICALE QUI S'ARRETE A L'INTERFACE A LA LIMITE DES SHALES AVEC UN NIVEAU PLUS	



CARBONATE (LORENZ AND COOPER, 2017). F. VUE EN COUP DE LA FRACTURE DE CALCITE SUBVERTICALE LIMITEE A SON SOMMET PAR UN BANC PLUS CARBONATE (LORENZ AND COOPER, 2017). G. FRACTURES FIBREUSES VERTICALES (OUGIER-SIMONIN ET AL., 2016). H. VEINES DE CALCITE PARALLELES A LA STRATIFICATION, JIYANG DEPRESSION, BASSIN DE BOHAI, CHINE (LIU ET AL., 2017B). I. MICRO FRACTURES DE CALCITE DANS LES SHALES DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE, OBSERVEES SOUS LUMIERE UV (AL DUHAILAN, 2015). J. VEINE DE BITUME (ASPHALTE) PARALLELE A LA STRATIFICATION DANS LA JIYANG DEPRESSION, BASSIN DE BOHAI, CHINE (LIU ET AL., 2017B). K. MICRO FRACTURE D'ASPHALTE DANS LA JIYANG DEPRESSION, BASSIN DE BOHAI, CHINE (MA ET AL., 2016). .....	52
FIGURE 32 : EXEMPLES DE VEINES TRANSVERSES EN LAMES MINCES A. PETITS GRAINS DE CALCITE AU NIVEAU DES EPONTES DE LA ROCHE ENCAISSANTE QUI DEVIENNENT DE PLUS EN PLUS GROS VERS LE CENTRE DE LA VEINE, BASSIN DE JACA, ESPAGNE. MODIFIE D'APRES CROGNIER ET AL., (2016) B. FRAGMENTS DE LA ROCHE ENCAISSANTE DANS LA CALCITE DE LA VEINE BLOCKY, FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE. C. CALCITE PRECOCE LE LONG DE LA LIMITE AVEC LA ROCHE ENCAISSANTE ET QUARTZ TARDIF OCCUPANT UNE POSITION CENTRALE, MARCELLUS SHALES, PENNSYLVANIE, MODIFIE D'APRES GALE ET AL., (2014). .....	54
FIGURE 33 : A. FRACTURE MACROSCOPIQUE DES VEINES DE QUARTZ DU GROUPE DE HAMERSLEY, AUSTRALIE (HILGERS AND URAI, 2005) B. LAME MINCE DES VEINES DE QUARTZ DU GROUPE DE HAMERSLEY, AUSTRALIE (HILGERS AND URAI, 2005) C. FRACTURE MACROSCOPIQUE DES VEINES DE GYPSE DE LA FORMATION DE BOUHEDMA, CHAINE NORD DE CHOTTS, SOURCE NABIL ABAAB. D. LAME MINCE D'UNE VEINE DE GYPSE DU BASSIN NEWARK RIFT, USA (EL TABAKH ET AL., 1998) E. FRACTURE MACROSCOPIQUE DES VEINES DE CALCITE DE LA FORMATION DE TUZHISAR, BASSIN DE SIVAS, TURQUIE (PICHAT, 2017) F. LAME MINCE D'UNE VEINE DE CALCITE DE LA FORMATION DES SHALES-WITH-BEEF MEMBER, BASSIN DU WESSEX (MENG ET AL., 2018A). .....	56
FIGURE 34 : VEINES DE BITUME DANS LA FORMATION DE LA GREEN RIVER, BASSIN DE UINTA, USA, PHOTO DE JAMES ST JOHN, <a href="https://www.flickr.com/photos/jsigeology/25687428435">HTTPS://WWW.FLICKR.COM/PHOTOS/JSIGEOLGY/25687428435</a> .....	59
FIGURE 35 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DU CONCEPT DE LA DIFFUSION DES GAZ LEGERS DANS LES ROCHES MERES, PLUS LA DISTANCE EST GRANDE, MOINS LES GAZ SONT DIFFUSES. MODIFIE D'APRES LEYTHAEUSER ET AL., (1982). .....	65
FIGURE 36 : IMAGES BSE MONTRANT LES RESEAUX DE BITUME SOLIDE POST-HUILE PERMETTANT LA MIGRATION DES HYDROCARBURES DANS LES SHALES DU WOODFORD. A. MACROFRACTURES DEVELOPPPEES LE LONG DU RESEAU DE BITUME SOLIDE POST-HUILE DEMONSTRANT LA LOCALISATION DES ZONES DE FAIBLESSES DANS LE BITUME. B. NANOPOROSITE DANS UN RESEAU DE BITUME SOLIDE POST-HUILE. LES IMAGES PROVIENNENT DE CARDOTT ET AL., 2015.....	66
FIGURE 37 : A. BEEF DE CALCITE LES PURBECK BEDS, LULWORTH COVE - DORSET, SUD-OUEST DE L'ANGLETERRE (COBBOLD ET AL., 2013). B. BEEF DE LA FORMATION DE GYPSE DES MARNES ROUGES DES MUDSTONES TRIASIQUES DU BASSIN DE BRISTOL CHANNEL, A L'OUEST DE L'ANGLETERRE (MENG ET AL., 2017B).....	68
FIGURE 38 : A. CARTE DE REPARTITION MONDIALE DES BEEF DE GYPSE, MATERIALISES PAR DES CERCLES BLEUS. MODIFIEE D'APRES COBBOLD ET AL., (2013). B. BEEF DE GYPSE DANS LA FORMATION IMMATURE DE LA VACA MUERTA, AFFLEUREMENT DE LOS CATUTOS, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE .....	70
FIGURE 39 : A. CARTE DE REPARTITION MONDIALE DES BEEF DE QUARTZ, MATERIALISES PAR DES CERCLES ORANGE. MODIFIEE D'APRES COBBOLD ET AL., (2013). B. BEEF DE QUARTZ DU CARBON LEADER REEF, MINE DE DRIEFONTEIN, BASSIN DE WITWATERSRAND, AFRIQUE DU SUD. C. IMAGE BSE AU MEB MONTRANT LA DISTRIBUTION DES ESPECES MINERALES TROUVEES DANS CE BEEF DE QUARTZ, A SAVOIR DU FER (Fe), DES SULFURES (S), DU BITUME (C, POUR LE CARBONE) ET DU QUARTZ (Si, POUR LA SILICE). .....	71
FIGURE 40 : PHOTOS DES BEEF HYBRIDES AU MICROSCOPE OPTIQUE. A. INTERCALATION DE FIBRES DE QUARTZ ENTRE DEUX FIBRES DE CALCITE DANS LES BEEF DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE, AU NORD-EST DE MEXICO (FISCHER ET AL., 2009). B. (1) FRAGMENTS DE BLACK SHALES ET CIMENT DE REMPLACEMENT PRINCIPALEMENT COMPOSE DE CARBONATES. (2) PORPHYROBLASTES CARBONATE MONTRANT DES ANNEAUX DE SURCROISSANCE SUGGERANT UNE RECIMENTATION DU QUARTZ. (3) CIMENT MICROSPARTIQUE (BRANQUET ET AL., 1999). .....	71
FIGURE 41 : CARTE MONDIALE REGROUPANT TOUS LES BEEF DE CALCITE REFERENCES DANS LE MONDE. IL S'AGIT D'UNE COMPILATION DE DONNEES DES TRAVAUX DE COBBOLD ET AL., (2013) ; GALE ET AL., (2014) ; ZANELLA ET AL, (2019) AINSI QUE LES NOUVEAUX BEEF DECRITS ET REFERENCES DEPUIS 2014 JUSQU'A 2019. LES PRINCIPAUX SHALES PRODUISANT DES HUILES ET DES GAZ SONT REPERTORIES EN ORANGE ET LES ZONES NON RENSEIGNEES SUR LES SHALES SONT GRISSES. ....	72
FIGURE 42 : CARTE MONDIALE REGROUPANT TOUS LES BEEF DE CALCITE REFERENCES DANS LE MONDE. IL S'AGIT D'UNE COMPILATION DE DONNEES DES TRAVAUX DE COBBOLD ET AL., (2013) ; GALE ET AL., (2014) ; ZANELLA ET AL., (2019) AINSI QUE LES	

NOUVEAUX BEEF DECRIT DEPUIS 2014 JUSQU'À 2019. LES ZONES VERTES SONT LES PRINCIPALES ZONES DE SURPRESSIONS COMPILEES DE YASSIR ET AL., 2002.....	73
FIGURE 43 : A. BEEF COMPOSE DE CRISTAUX DE TAILLE VARIABLE AU CONTACT DE LA ZONE MEDIANE (WEGER ET AL., 2019). B. BITUME ET MATIERE ORGANIQUE PIEGES DANS LA ZONE MEDIANE (WEGER ET AL., 2019). C. CRISTAUX BLOCKY A ELONGATED BLOCKY AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE (UKAR ET AL., 2017A). D. CRISTAUX BLOCKY DANS LA ZONE MEDIANE (BONS ET AL., 2012). E. CHEVAUCHEMENT DE ZONES MEDIANES (UKAR ET AL., 2017A). F. ANISOTROPIE DES SHALES (ROCHE ENCAISSANTE) DE LA ZONE MEDIANE PARALLELE AUX EPONTES (MENG ET AL., 2018A). G. SHALES DE LA ZONE MEDIANE DEFORMES (MENG ET AL., 2018A).....	75
FIGURE 44 : DIFFERENTS BEEF DE CALCITE AVEC DES MORPHOLOGIES CRISTALLINES DIFFERENTES. A. CRISTAUX ETIRES (HILGERS AND URAI, 2002). B. CRISTAUX ELONGATED-BLOCKY (HILGERS AND URAI, 2002B). C. CRISTAUX FIBREUX (BONS AND MONTENARI, 2005). .....	76
FIGURE 45 : DIFFERENTS COMPOSANTS MINEURS OBSERVES DANS LES BEEF. A. MATRICE (SHALES) DANS LES BEEF DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (UKAR ET AL., 2017A). B. FRAGMENTS DE SHALES DANS LES BEEF DANS LES CALCAIRES DU CRETACE, BASSIN DE MAGELLAN, ARGENTINE (ZANELLA ET AL., 2014B). C. IMAGE BSE ET X-RAY DES BEEF CONTENANT DES SHALES (EN VERT) ET DES HYDROCARBURES (ROUGES), DE LA FORMATION DU BLUE LIAS, BASSIN DU WESSEX (ZANELLA ET AL., 2015A). D. PYRITE FRAMBOÏDALE ENTRE LES FIBRES DE CALCITE DES BEEF DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (HERNANDEZ BILBAO, 2016). LES IMAGES BSE SUIVANTES REPRESENTENT DES BEEF APPARTENANT AU MEMBRE DE POLL A' MHUILT DANS LES SHALES ROUGES, GROUPE DE STOER, AU NORD-OUEST DE L'ECOSSE (PARNELL ET AL., 2014). E. HEMATITE ENTRE LES CRISTAUX DE CALCITE. F. BARITE ENTRE LES CRISTAUX DE CALCITE. G. QUARTZ ET APATITE ENTRE LES CRISTAUX DE CALCITE. H. TERRES RARES ENTRE LES CRISTAUX DE CALCITE.....	78
FIGURE 46 : A. FRAGMENTS DE LA ROCHE ENCAISSANTE SINUSOÏDAUX, DONGYING DEPRESSION, BASSIN DE BOHAI, CHINE (LUAN ET AL., 2019). B. FRAGMENTS DE LA ROCHE ENCAISSANTE SINUSOÏDAUX, ZHANHUA SAG, DONGYING DEPRESSION, BASSIN DE BOHAI, CHINE (MA ET AL., 2016). C. BIOCLASTES FRAGMENTES EN FORME DE V, FORMATION DE CHARMOUTH, BASSIN DU WESSEX, ANGLETERRE (MENG, 2017). D. STRUCTURE DES FRAGMENTS DE SHALES EN « CONE-IN-CONE », FORMATION DE CHARMOUTH, BASSIN DU WESSEX, ANGLETERRE (MENG, 2017). E. PETIT BIOCLASTE, DONGYING DEPRESSION, BASSIN DE BOHAI, CHINE (LUAN ET AL., 2019). F. GRAND BIOCLASTE, FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (RODRIGUES ET AL., 2009B).....	79
FIGURE 47 : DIVERSES FORMES DE MATIERE ORGANIQUE PIEGEE DANS LES BEEF. A. LAME MINCE AU MICROSCOPE OPTIQUE MONTRANT DU BITUME PIEGE DANS LES FIBRES DE CALCITE DANS LES BEEF DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (ZANELLA ET AL., 2015B). B. LAME MINCE ANALYSEE A LA CARTOGRAPHIE EDS MONTRANT LE BITUME (EN ROUGE) ASSOCIE A DES SHALES (EN VERT) ET PIEGES DANS LES FIBRES DE CALCITE DANS LES BEEF DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (ZANELLA ET AL., 2015B). C. IMAGE BSE DE LA MATIERE ORGANIQUE PIGEE AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE D'UN BEEF DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (HERNANDEZ BILBAO, 2016). D. IMAGE BSE DU KEROGENE AMORPHE DANS LES CRISTAUX DE CALCITE D'UN BEEF DE LA FORMATION DE CHARMOUTH, BASSIN DU WESSEX, ANGLETERRE (MENG, 2017). E & F. INCLUSIONS FLUIDES RESPECTIVEMENT AQUEUSES ET HYDROCARBONEES DES BEEF DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (FALL AND UKAR, 2016). .....	81
FIGURE 48 : STRUCTURES DOMALES OBSERVEES A LA SURFACE DES BEEF DE L'AFFLEUREMENT DE L'ARROYO MULINCHINCO, FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE. COMPILATION DES DONNEES ET MODIFICATIONS DES FIGURES DES TRAVAUX DE UKAR ET AL., (2017B). A. STRUCTURE DOMALE PRESENTANT UN LEGER ALLONGEMENT NORD-SUD. B. COUPE VERTICALE DE LA STRUCTURE DOMALE RECOUPEE PAR UN TRAIT ORANGE DU A) EN NORD-SUD. LES FLECHES ROUGES INDIQUENT LES FAILLES INVERSES MARQUEES PAR DES INCLUSIONS DE SHALES DANS QUI DELIMITENT LES STRUCTURES DOMALES. C. MODELE SIMPLIFIE DE LA FORMATION DE CES STRUCTURES DOMALES ENGENDRANT AU STADE TERMINAL UN DEPLACEMENT DE LA ZONE MEDIANE. CETTE ZONE MEDIANE EST RECOUPEE PAR DES FAILLES INVERSES POSTERIEURES A LA CROISSANCE DES FIBRES AVEC UNE NOUVELLE ZONE MEDIANE SE DEVELOPPANT A L'INTERIEUR DE LA STRUCTURE. ....	83
FIGURE 49: DIAGRAMME MONTRANT LES QUATRE STADES DE DEVELOPPEMENT D'UN BEEF. 1) LA VEINE S'OUVRE VERTICALEMENT, DE SORTE QUE LES FIBRES SOIENT DROITES LORS DE LEUR CROISSANCE. 2) LA VEINE CONTINUE DE S'OUVRIR. LA CONTRAINTE TECTONIQUE COMPRESSIVE HORIZONTALE DIFFERENTIELLE ENTRE EN JEU DANS LA ROCHE ENCAISSANTE, CE QUI ENTRAINE DES CONTRAINTES DE CISAILLEMENT AUX EPONTES DU BEEF ET DEFORME LES FIBRES DE LA GENERATION 2 ; LES ANGLES OBLIQUES DES FIBRES SUIVENT LES DEPLACEMENTS RELATIFS. 3) DU AU REGIME COMPRESSIF, UNE FAILLE INVERSE SE FORME AU CENTRE DE LA	

VEINE, COMPENSANT LES ZONES INTERNES. LES FIBRES OBLIQUES CONTINUENT AU NIVEAU DE LA GENERATION 2. 4) LA FAILLE INVERSE COMPENSE LES FIBRES DANS LA GENERATION 2 EN LES DEFORMANT. MODIFIEE D'APRES RODRIGUES ET AL., (2009). 84

FIGURE 50 : INDICATEURS DE LA DEFORMATION TECTONIQUE SYN-CROISSANCE DES BEEF. A. FIBRES DE CALCITE TRAÇANT LA DEFORMATION COMPRESSIVE DANS LE LULWORTH COVE, BASSIN DU WESSEX, SUD-OUEST DE L'ANGLETERRE (ZANELLA ET AL., 2015A). B. LAME MINCE D'UN BEEF A FIBRES DEFORMEES DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (UKAR ET AL., 2019C) LES FLECHES ORANGES MONTRENT LA DIRECTION DE LA DEFORMATION INDUITE PAR LE CISAILLEMENT. C. VEINES FIBREUSES GENEREES EXPERIMENTALEMENT ET ENREGISTRANT LA DEFORMATION DE LA ROCHE ENCAISSANTE. LES FLECHES ROUGES INCURVEES INDIQUENT LA TRAJECTOIRE DE DEPLACEMENT DES EPONTES RELATIF AU PREMIERES FIBRES GENEREES AU CENTRE DE LA VEINE. MODIFIE D'APRES MEANS ET AL., (2001). D. SCHEMA DE GENERATION DES FIBRES DE CALCITE EN MODELISATION EXPERIMENTALES. (1) INITIATION DE LA FRACTURE MATERIALISEE PAR L'ETOILE ROUGE, (2) OUVERTURE DE LA FRACTURE DANS UN CONTEXTE DE QUIESCENCE TECTONIQUE, LES FIBRES POUSSANT PERPENDICULAIREMENT AUX EPONTES, (3) DEPLACEMENT DES EPONTES DEFORMANT LES FIBRES EN LES PLAÇANT A 45° MODIFIE D'APRES MEANS ET AL., (2001). E. FLEXION D'UN BEEF LORS D'UNE CONTRAINTE COMPRESSIVE AU COURS DE SA CROISSANCE, FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (RODRIGUES ET AL., 2009B). F ET G. BEEF EN ECHELON, RESPECTIVEMENT DE TAILLE MACRO- ET MICROSCOPIQUE FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (HERNANDEZ BILBAO, 2016; RODRIGUES ET AL., 2009B). .....86

FIGURE 51 : A. SETS DE MACRO FRACTURES VERTICALES RECOUPANT LES BEEF DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE (UKAR ET AL., 2017B). B. FAILLE INVERSE RECOUPANT UN BEEF DE LA FORMATION DE PORTLAND, GROUPE DE CHALK, BASSIN DU WESSEX (ZANELLA ET AL., 2015A). C. FAILLE TRANSFORMANTE DECALANT LES BEEF AVEC UN REJEU DE 1 M, FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE. ....87

FIGURE 52 : A. VUE DE LA CAROTTE DE GRES AYANT GENERE UNE VEINE DE SEL VIA LE MECANISME DE FORCE DE CRISTALLISATION (NOIRIEL ET AL., 2010). B. VUE DE LA CAROTTE DE CALCAIRE AYANT GENEREE UNE VEINE DE SEL VIA LE MECANISME DE FORCE DE CRISTALLISATION (NOIRIEL ET AL., 2010). C. VEINE DE CALCITE DATEE A L'U-TH SUR LES QUATRE ECHANTILLONS MATERIALISES EN BLEU, 1 EST LE PLUS VIEUX ET PUIS LES CHIFFRES DE 2 A 4 SONT DE PLUS EN PLUS JEUNES INDIQUANT UN SENS DE CRISTALLISATION DU SOMMET A LA BASE MODIFIE D'APRES GRATIER ET AL., (2012). .....89

FIGURE 53 : DIAGRAMME MONTRANT LA SEQUENCE DES EVENEMENTS CONDUISANT A L'ALLONGEMENT D'UNE ROCHE PAR LE MECANISME DE CRACK-SEAL : A) ACCUMULATION DES CONTRAINTE ELASTIQUES,  $\sigma_1$  EST LA CONTRAINTE DE TRACTION LA PLUS IMPORTANTE ET  $\sigma_3$  EST LA CONTRAINTE DE TRACTION LA MOINS IMPORTANTE. B) DEVELOPPEMENT DE LA PREMIERE FRACTURE ET LIBERATION DES CONTRAINTE ELASTIQUES DANS LA MATRICE, TRANSFERT DU FLUIDE DIAGENETIQUE (FLECHES BLEUES) DE LA ROCHE ENCAISSANTE A PARTIR DES EPONTES DANS LA FRACTURE. C) CIMENTATION DE LA FRACTURE ET NOUVELLE ACCUMULATION DE CONTRAINTE ELASTIQUES. D) DEVELOPPEMENT D'UNE DEUXIEME FRACTURE ET LIBERATION DES CONTRAINTE ELASTIQUES DANS LES EPONTES DE LA VEINE, NOUS TRANSFERT DE FLUIDE DIAGENETIQUE AVEC DEVELOPPEMENT D'UNE SURFACE STYLOLITIQUE. E) MICRO FRACTURES REPETEES ET CIMENTEES FORMANT UNE VEINE COMPOSEE D'UNE SUCCESSION DE CRACK AND SEAL. F) RACCOURCISSEMENT MENANT AU PLISSEMENT DES VEINES ET A LA FORMATION DES STYLOLITES A L'INTERIEUR ET L'EXTERIEUR DES VEINES COMPOSITES. MODIFIE D'APRES RAMSAY ET AL., (1980).....92

FIGURE 54 : A. SCHEMA D'UNE CROISSANCE ANTITAXIALE CONTINUE. LA DEFORMATION DES EPONTES EST MATERIALISEE PAR LES REPERES ORANGES QUI ETAIENT A LA BASE L'UN EN FACE DE L'AUTRE ET LA FLECHE. B. MINERAL FIBREUX LORS DE LA CROISSANCE CONTINUE. C. CROISSANCE CONTINUE D'UNE VEINE EN MODELISATION ANALOGIQUE (LI, 2000). .....93

FIGURE 55: A. CLASSIFICATION DE LA NOMENCLATURE DES VEINES EN FONCTION DE LA MORPHOLOGIE DS CRISTAUX ET DU PROCESSUS DE CROISSANCE CRISTALLINE. LES FLECHES ROUGES REPRESENTENT LE SENS D'OUVERTURE. LE CENTRE DES VEINES SYNTAXIALES ET ANTITAXIALES PRESENTENT UNE ZONE MEDIANE (M.Z.). LES BANDES D'INCLUSION (I.B.) SONT DISPOSEES PARALLELEMENT A L'INTERFACE VEINE - EPONTE. LES TRAINES D'INCLUSION (I.T.) S'ETENDENT SOUS LA NORMALE JUSQU'A LA PAROI DE LA VEINE OU SONT REPARTIES DE FAÇON IRRÉGULIERE A TRAVERS LES VEINES. LES MICROSTRUCTURES DE VEINES BLOCKY PEUVENT GRANDIR SOIT AU NIVEAU DES EPONTES, SOIT AU CENTRE DE LA VEINE. MODIFIE D'APRES HILGERS ET AL., (2002). B. CAPACITE DE SUIVI DES DIFFERENTS TYPES DE CROISSANCE DES CRISTAUX DANS LES VEINES. L'EPONTE DECALEE EST ILLUSTRÉE AVEC UN CRISTAL FRACTURE DES DEUX COTES DE LA VEINE. LES CRISTAUX ELONGATED BLOCKY DANS LES VEINES SYNTAXIALES N'ONT PAS OU TRES PEU DE CAPACITE DE SUIVI. LES CRISTAUX ATAXIAUX NE MONTRENT QUE LE DEPLACEMENT GLOBAL DES PAROIS DE LA VEINE. LES FIBRES DES VEINES ANTITAXIALES SUIVENT GENERALEMENT LA TRAJECTOIRE D'OUVERTURE COMPLETE AINSI QUE LA DEFORMATION. MODIFIE D'APRES BONS ET AL., (2012).....94

FIGURE 56 : A. VEINE DE CALCITE SYNTAXIALE OU LES CRISTAUX POUSSENT DES EPONTES AU CENTRE DE LA VEINE, BIURE, ESPAGNE (BONS ET AL., 2012). B. SIMULATION NUMERIQUE DE LA COMPETITION DE CROISSANCE CRISTALLINE DONNANT UNE MORPHOLOGIE DE CRISTAUX ELONGATED BLOCKY, MODIFIE D'APRES BONS, (2001A). B. VEINES DE QUARTZ AYANT UNE CROISSANCE SYNTAXIALE ET PRESENTANT UNE COMPETITION DE CROISSANCE CRISTALLINE DANS LA FORMATION DE FREESTONE, VICTORIA, AUSTRALIE (BONS ET AL., 2012). .....	95
FIGURE 57 : BANDES D'INCLUSIONS. A. TOURMALINE PIEGEE LORS DES EPISODES DE CRACK-SEAL DANS UNE VEINE DE QUARTZ, ABITIBI, CANADA. B. COUPE VERTICALE A TRAVERS UN BEEF (RENARD ET AL., 2005). B. LA RESTAURATION DES FRAGMENTS DES BANDES D'INCLUSIONS, D'ABORD PAR DE SIMPLES DEPLACEMENTS DANS LE SENS DES FIBRES, PUIS PAR D'AUTRES DEPLACEMENTS ET ROTATIONS DANS LE PLAN DE COUPE, DONNE UNE COUCHE PLUS CONTINUE (ASSEMBLAGES JAUNES OU ORANGE) (COBBOLD ET AL., 2013).....	96
FIGURE 58 : A. VEINE DE CALCITE ANTITAXIALE OU LES CRISTAUX POUSSENT DU CENTRE DE LA VEINE, AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE, VERS LES EPONTES. OPPAMINDA CREEK, ARKARoola, SOUTH AUSTRALIA (BONS ET AL., 2012). B. LA GENERATION 1 COMPORTE UNE TEXTURE FIBREUSE TRADUISANT UNE OUVERTURE RAPIDE SANS COMPETITION DE CROISSANCE CRISTALLINE. LA GENERATION 2 COMPORTE UNE TEXTURE ELONGATED BLOCKY TRADUISANT UNE OUVERTURE MOINS RAPIDE INDUISANT UNE COMPETITION DE CROISSANCE CRISTALLINE. VEINE DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE. ....	97
FIGURE 59 : ÉTAPES DE LA FORMATION D'UNE VEINE ANTITAXIALE. A) FRACTURATION INITIALE. B & C) ÉTANCHEITE DE LA FRACTURE EN UNE OU PLUSIEURS ETAPES, FORMANT LA ZONE MEDIANE COMBLEE PAR B) UN CIMENT BLOCKY OU C) DES SHALES DE LA ROCHE ENCAISSANTE. D) LA ZONE MEDIANE FORME LE SUBSTRAT POUR LA CROISSANCE ANTITAXIALE, OU E & F) LES CRISTAUX DE LA ZONE MEDIANE SE DEVELOPPENT DES DEUX COTES VERS LES EPONTES. LES FIBRES SUIVENT LA TRAJECTOIRE D'OUVERTURE ET PEUVENT DONC ETRE COURBEES. MODIFIE D'APRES BONS ET AL., (2012). ....	98
FIGURE 60 : INTERSECTIONS DE VEINES ANTITAXIALES QUI CONTINUENT A GRANDIR APRES AVOIR ETE RECOUPEES DONNANT DES TEXTURES COMPLEXES. A. INTERSECTION DE MULTIPLES VEINES DE CALCITE A CROISSANCE ANTITAXIALE DU SESTRI LEVANTE, ITALIE. B. MULTIPLES INTERSECTIONS DANS LES VEINES ANTITAXIALES DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE. ....	99
FIGURE 61 : A. VEINES DE CALCITE ATAXIALES, CORSE, FRANCE (BONS ET AL., 2012). B. LES NOUVEAUX CRISTAUX PRECIPITENT SUR LES BORDURES DES ANCIENS CRISTAUX (PRAJAPATI ET AL., 2018b). B. STRUCTURES DITES « EN RADIATEURS » DES VEINES ATAXIALE AVEC DES BANDES D'INCLUSIONS PIEGEEES AUX NIVEAUX DES ZONES D'ARRET DE LA CRISTALLISATION (BONS ET AL., 2012) C. CROISSANCE ATAXIALE ALLANT DE L'EPONTE SUPERIEUR A L'EPONTE INFERIEUR DE LA VEINE ET PRESENTANT UNE STRUCTURE FIBREUSE (HILGERS AND URAI, 2002b). D. STRUCTURE EN RADIATEUR AVEC LES FIGURES DENTELEES QUI APPARAISSENT PERPENDICULAIRES AU SEIN DES FIBRES (HILGERS AND URAI, 2002b). ....	100
FIGURE 62 : TABLEAU DE SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE REGROUPANT LES ANALYSES ISOTOPIQUES A L'ECHELLE MONDIALE DU $\delta^{18}\text{O}$ ET DU $\delta^{13}\text{C}$ SUR LES BEEF, LA ROCHE ENCAISSANTE, LES VEINES TRANSVERSES ET LES NODULES DE CALCITE. ....	103
FIGURE 63 : GRAPHIQUE DES ANALYSES DU $\delta^{18}\text{O}$ ET DU $\delta^{13}\text{C}$ SUR LES BEEF, LEUR ROCHE ENCAISSANTE, LES FRACTURES TRANSVERSES ET LES NODULES DE CALCITE DANS LA FORMATION DE LA VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE. LES DONNEES SONT COMPILEES D'APRES LES DIFFERENTS AUTEURS AYANT FAIT DES ANALYSES ISOTOPIQUES DANS LA ZONE (HERNANDEZ BILBAO, 2016; PROKOPH ET AL., 2008; RODRIGUES, 2008; WEGER ET AL., 2019). ....	106
FIGURE 64 : A. PHOTOGRAPHIE D'UNE SECTION POLIE D'UN BEEF DE 6 CM D'EPAISSEUR PROVENANT DE LA SECTION PUERTA CURACO. B. TRANSECT D'ISOTOPES STABLES CORRESPONDANT AU $\delta^{13}\text{C}$ ET AU $\delta^{18}\text{O}$ . L'AXE VERTICAL DE LA COURBE ISOTOPIQUE CORRESPOND AUX NUMEROS D'ECHANTILLONS INDIQUES SUR LA PHOTOGRAPHIE. L'IMAGE ET LES DONNEES D'ISOTOPES STABLES MONTRENT UNE NETTE SYMETRIE DE LA FORMATION DES CRISTAUX DE CALCITE PAR RAPPORT A LA ZONE MEDIANE. LES LIGNES POINTILLEES BLEUS INDIQUENT L'ORIENTATION DES FIBRES DE CALCITE. MODIFIE D'APRES WEGER ET AL., (2018). ....	107
FIGURE 65 : MECANISMES DE FORMATION DES INCLUSIONS FLUIDES PRIMAIRES, MODIFIE APRES GOLDSTEIN ET REYNOLDS, 1994. ....	111
FIGURE 66 : DESSINS SCHEMATIQUES MONTRANT LES DIFFERENTES POSSIBILITES DE PIEGER DES INCLUSIONS FLUIDES PRIMAIRES, MODIFIE D'APRES GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994.....	111
FIGURE 67 : ILLUSTRATION D'UN CRISTAL CONTENANT DES INCLUSIONS FLUIDES PRIMAIRES, SECONDAIRES ET PSEUDOS SECONDAIRES, MODIFIE APRES GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994.....	112
FIGURE 68 : A. OBSERVATION PETROGRAPHIQUE EN LUMIERE NATURELLE D'INCLUSIONS FLUIDES AQUEUSES (CROGNIER, 2016). B. OBSERVATION PETROGRAPHIQUE SOUS LAMPE UV D'INCLUSIONS FLUIDES HYDROCARBONEES ET AQUEUSES (ONG, 2013). ....	113

FIGURE 69 : ILLUSTRATION DES DIFFERENTS CAS DE ZONATION DES INCLUSIONS FLUIDES PRIMAIRES DANS LES CRISTAUX DE CALCITE, MODIFIE D'APRES GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994.....	114
FIGURE 70 : SCHEMA DETAILLANT LE PLAN D'ANALYSES DES INCLUSIONS FLUIDES ET HYDROCARBONEES, MODIFIE D'APRES PAGEL ET AL., (2014). .....	116
FIGURE 71 : SCHEMA DE L'EVOLUTION DE L'INCLUSION FLUIDE AQUEUSE LORS DES VARIATIONS DE TEMPERATURE EN MICROTHERMOMETRIE.....	116
FIGURE 72 : SCHEMA DE L'EVOLUTION D'UNE INCLUSION FLUIDE HYDROCARBONNEE LORS DES VARIATIONS DE TEMPERATURE EN MICROTHERMOMETRIE. LES DONNEES DE TEMPERATURE VIENNENT D'UNE ETUDE DE GAZ A CONDENSATS DU QUEBEC, MODIFIE D'APRES PAGEL ET AL., (2014). .....	118
FIGURE 73 : COUPLAGE DES DONNEES PT DES INCLUSIONS AQUEUSES ET HYDROCARBONEES CONTEMPORAINES POUR LA DETERMINATION DES TEMPERATURES ET PRESSIONS LORS DU PIEGEAGE, MODIFIE D'APRES PAGEL ET AL., (2014).....	121
FIGURE 74 : TABLEAU DE SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES DONNEES DE TEMPERATURE D'HOMOGENEISATION (TH) POUR LES INCLUSIONS FLUIDES AQUEUSES ET HYDROCARBONEES DES BEEF DE CALCITE DANS LE MONDE. ....	122
FIGURE 75 : COMPILATION DES DONNEES D'INCLUSIONS FLUIDES AQUEUSES ET HYDROCARBONEES DES BEEF DANS LA FORMATION DE LA VACA MUERTA. LES DONNEES DU NOMBRE D'INCLUSIONS MESUREES PAR FALL ET UKAR., (2016) N'ETANT PAS DISPONIBLE, NOUS AVONS APPLIQUE UN NOMBRE D'UNE INCLUSION TOUTS LES 5°C DANS LES GAMMES DE TEMPERATURE INDIQUEES. ....	123
FIGURE 76 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DU PRINCIPE DE LA THERMOMETRIE $\Delta 47$ . CETTE FIGURE ILLUSTRE LA DISTRIBUTION ATTENDUE DE LIAISONS ENTRE CARBONE ET OXYGENE DANS DES CALCITES PRECIPITEES EN EAU FROIDE (A GAUCHE) ET EN EAU CHAUDE (A DROITE). LES GROUPEMENTS CARBONATES PRESENTANT DES LIAISONS ENTRE DEUX ISOTOPES RARES SONT COLORES ICI EN JAUNE (MAJORITAIREMENT $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}_2$ , MAIS AUSSI $^{13}\text{C}^{17}\text{O}^{16}\text{O}_2$ ). LES GROUPEMENTS NE CONTENANTS QU'UN SEUL OU AUCUN ISOTOPE RARE (E.G. $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_3$ ) SONT REPRESENTES EN NOIR. LES CATIONS $\text{Ca}^{2+}$ SONT EN BLEU. POUR FACILITER LA CLARTE DE LA FIGURE, LES ABONDANCES RELATIVES DES ESPECES « CLUMPEES » SONT GRANDEMENT EXAGEREES. (MANGENOT, 2017). .....	125
FIGURE 77 : DIAGRAMME CROISE DES TEMPERATURES PAR RAPPORT AUX VALEURS DE $\delta 18\text{O}$ DE L'EAU PROVENANT DU BEEF ET DE LA ROCHE ENCAISSANTE. A. RESULTATS POUR LES ECHANTILLONS INDIVIDUELS COMPOSES DE MESURES MULTIPLES (DOUBLES, TRIPLES ET CERTAINS QUADRUPLES). B. TEMPERATURES ET VALEURS DE $\delta 18\text{O}$ DE L'EAU DE TOUTES LES MESURES EFFECTUEES SUR LES BEEF ET DE LA ROCHE ENCAISSANTE. LP = LONCOPUE ; PC = PUERTA CURACO ; SDLVM = SIERRA DE LA VACA MUERTA ; YDT = YESERA DEL TROMEN. ....	126
FIGURE 78 : VUE SATELLITE GOOGLE EARTH DE L'AMERIQUE DU SUD ET DES PLAQUES TECTONIQUES ADJACENTES. LES TROIS PRINCIPAUX DOMAINES ANDINS SONT SEPARES PAR DES POINTILLES BLEUES. LES PLAQUES TECTONIQUES SONT DELIMITEES PAR DES POINTILLES ORANGES. LES VITESSES DE CONVERGENCE DES PLAQUES (EN CM/AN), MARQUEES PAR LES FLECHES ORANGES DES PLAQUES AMERIQUE DU SUD, NAZCA ET ANTARCTIQUE, SONT ISSUES DES DONNEES DE PARDO CASAS ET MOLNAR (1987) ET DE COBBOLD ET ROSSELLO (2003). LES VITESSES ABSOLUES DES PLAQUES (EN CM/AN), MARQUEES PAR DES FLECHES BLANCHES, D'APRES GRIPP AND GORDON (2002). LE BASSIN DE NEUQUEN EST MATERIALISE PAR LA ZONE ORANGEE. ....	138
FIGURE 79: ÉVOLUTION DE LA CONVERGENCE DES PLAQUES AMERIQUE DU SUD ET FARALLON PUIS NAZCA : A. POSITION DE DEUX POINTS SUR LA PLAQUE NAZCA, QUI SE SONT FORMES AU MOMENT DE L'ANOMALIE MAGNETIQUE 30-31 IL Y 68 MA. LES ANOMALIES MAGNETIQUES SONT EN GRAS ET LES ELLIPSES ROUGES REPRESENTENT L'INCERTITUDE DE LA POSITION DES POINTS. MODIFIE D'APRES PADRO-CASAS ET MOLNAR (1987). B. VITESSE DE CONVERGENCE DEPUIS LE CRETACE SUPERIEUR A LA LATITUDE 40°S, MODIFIE D'APRES PARDO-CASAS & MOLNAR (1987). LES DEUX PERIODES D'ACCELERATION DE LA VITESSE DE CONVERGENCE CORRESPONDENT AUX PHASES COMPRESSIVES INCAÏQUES (ÉOCENE INFÉRIEUR-MOYEN) ET QUECHUA (MIOCENE) C. ÉVOLUTION DU GRADIENT D'OBLIQUITE DES PLAQUES DEPUIS L'ÉOCENE JUSQU'À L'ACTUEL. LES COURBES CORRESPONDENT A UNE SYNTHÈSE DES TRAVAUX DE PILGER (1981), PARDO-CASA & MOLNAR (1987) ET SOMOZA (1998). ....	140
FIGURE 80: A. ZONATIONS STRUCTURALES DU BASSIN DE NEUQUEN. LA ZONE OUEST ET LA ZONE DITE DE TRANSITION SONT FORTEMENT AFFECTEES PAR LA TECTONIQUE COMPRESSIVE ANDINE ALORS QU'UN CONTEXTE TECTONIQUE AVEC UNE COMPRESSION MOINS MARQUEE L'EMPORTENT SUR LA ZONE EST. LA MEGASUTURE (GRAND CHEVAUCHEMENT) SEPARANT L'EMBAYMENT DES ZONES DEFORMEES DANS LA CORDILLERE EST SURLIGNEE EN GRAS. B. CARTE DES DIFFERENTES PROVINCES DU BASSIN DE NEUQUEN. LE DEPOCENTRE DE L'EMBAYMENT CENTRAL EST SEPRE DE L'EMBAYMENT SUD PAR LA DORSALE CISAILLANTE DE HUINCUL QUI DELIMITE LA MEGASUTURE. LA RIDE DE HINGE MARQUE LA FLEXURE ENTRE L'EMBAYMENT ET LA PLATEFORME NORD-EST. MODIFIE D'APRES URIEN ET ZAMBRANO (1994). ....	141

FIGURE 81 : TABLEAU DE SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS CORPS MAGMATIQUES AYANT INTRUDÉS LES FORMATIONS DU CÉNOZOÏQUE ET DU MÉSOZOÏQUE DU BASSIN DE NEUQUEN. ....	144
FIGURE 82 : CARTE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE SUD DU BASSIN DE NEUQUEN. MODIFIÉE D'APRÈS MATTHIEU BRANELLEC, RAPPORT INTERNE, TOTAL. ....	147
FIGURE 83 : COMPILATION DES DONNÉES TECTONO-SÉDIMENTAIRES DU BASSIN DE NEUQUEN. COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE NEUQUEN (MANCADA AND FIGUEROA, 1995) ET CHARTE TECTONIQUE MONTRANT LA SUCCESSION DES GRANDS ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES MÉSOZOÏQUES (BACKE, 2006; COBBOLD AND ROSSELLO, 2003) ET CÉNOZOÏQUES DES ANDES AINSI QUE L'ÉVOLUTION DE LA DIRECTION DE LA CONVERGENCE ENTRE LA PLAQUE NAZCA ET LA PLAQUE AMÉRIQUE DU SUD (BACKE, 2006; COBBOLD AND CASTRO, 1999; COBBOLD AND ROSSELLO, 2003; FOLGUERA ET AL., 2006; FRANZESE AND SPALLETTI, 2001; JORDAN ET AL., 2001; PARDO-CASAS AND MOLNAR, 1987B; RAMOS, 1976; RAMOS AND FOLGUERA, 2005; RAMOS AND KAY, 2006; SOMOZA, 1998; SOMOZA, 2005). ....	149
FIGURE 84 : CARTE DES DISCONTINUITÉS DES CRATONS ACCRÉTÉS AU COURS DU PROTÉROZOÏQUE ET DU PALEOZOÏQUE DANS LES ANDES CENTRALES ET AUSTRALES. MODIFIÉE D'APRÈS UNE COMPILATION DE DONNÉES DE RAMOS (1981), KRAEMER ET AL. (1994), RAMOS (1996), BAHLBURG & HERVE (1997) ET CHERNICOFF ET AL. (2004). LE BASSIN DE NEUQUEN EST LOCALISÉ EN MAUVE. ....	151
FIGURE 85 : RÉPARTITION DES DÉPÔTS LOCALISÉS DU GROUPE DE PRE-CUYO DANS LE BASSIN DE NEUQUEN DÉLIMITÉ EN POINTILLES ROUGES. MODIFIÉE D'APRÈS FRANZESE & SPALLETTI (2001) ET FRANZESE ET AL. (2006). ....	153
FIGURE 86 : ILLUSTRATION DU CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET SÉDIMENTAIRE AU COURS DU CYCLE ANDIN AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR A. SCHEMA RÉGIONAL DE LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE FARALLON SOUS LA PLAQUE AMÉRIQUE DU SUD AVEC LA SUBSIDENCE THERMIQUE DE LA CROÛTE CONTINENTALE ENTRAÎNANT LA RÉACTIVATION DES FAILLES NORMALES D'HÉMI-GRABENS (D'APRÈS LES TRAVAUX DE RAMOS ET FOLGUERA. (2005) ET RAMOS ET KAY. (2006)) B. BLOC 3D ILLUSTRANT LA POSITION DE L'ARC VOLCANIQUE, LES FAILLES NORMALES D'ORIENTATION NNW-SSE AINSI QUE LES ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES PRINCIPALEMENT MARINS. LA FLECHE NOIRE INDIQUE L'OBLIQUITÉ DU PANNEAU PLONGEANT C. ZOOM SUR LA MORPHOLOGIE EN ÉVENTAIL DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES CONTRÔLÉS PAR LES FAILLES NORMALES. ....	154
FIGURE 87 : SÉRIES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE CUYO A. FORMATION DE LOS MOLLES B. MINCES GRES TURBIDITQUES INTERSTRATIFIÉS AVEC LES ARGILES NOIRES DE LA FORMATION DE LOS MOLLES. C. CHENAUX À GRES ARGILEUX DE LA FORMATION DE LAJAS. ....	155
FIGURE 88 : SÉRIES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE LOTENA A. FACIÉS DE MUDSTONE ET WACKESTONE INTERSTRATIFIÉS DANS DES MARNES DE LA FORMATION DE LA MANGA, (PALMA ET AL., 2013) B. STRATIFICATIONS BIDIRECTIONNELLES DE FACIÉS SUBTIDIAUX DE LA FORMATION DE LA MANGA, (PALMA ET AL., 2013) C. ALTERNANCES DE GYPSE ET MICRITE PÉLAGIQUE DE LA FORMATION DE L'AUQUILCO DANS LE SECTEUR DE PUERTA CURACO. ....	156
FIGURE 89: SÉRIES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE MENDOZA A. CHENAUX FLUVIAILES DE GRES DE LA FORMATION DU TORDILLO B. ARGILES NOIRES AVEC QUELQUES DES BANCS CARBONATES INTERSTRATIFIÉS DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA C. ALTERNANCES DE FACIÉS ARGILEUX ET CARBONATES DE LA FORMATION DU QUINTUCO D. BANCS CARBONATES À COMPOSANTE SILICOCLASTIQUE DE LA FORMATION DE MULINCHINCO E. BANCS CARBONATES MICRITQUES DE LA FORMATION DE CHACHAO F. ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES DE LA FORMATION DE L'AGRIO. ....	158
FIGURE 90 : A. BIVALVES DE TYPE « CYPRINA » (WEAVER, 1931) COLLECTÉS DANS LE MEMBRE TOSCANA DE LA FORMATION DE HUITRIN SUR L'AFFLEUREMENT DE ARROYO COIHUECO (LAZO AND DAMBORENEA, 2011) B. LOBES DISTAUX GRESEUX DANS LA FORMATION LACUSTRE DE RAYOSO (ZAVALA ET AL., 2006) C. EMPREINTES FOSSILISÉES (POINTILLES ORANGES) DE SAUROPODES DANS LES GRES ROUGES DE LA FORMATION DE RAYOSO. ....	161
FIGURE 91 : A. HUMERUS DU SAUROPODE ANDERSAURUS DELGADOI TROUVÉ DANS LA FORMATION DE LIMAYN (MANNION AND CALVO, 2011) B. GRES ALLUVIAUX DE LA FORMATION DE NEUQUEN C. SILTS DU MEMBRE D'ANACLETO DE LA FORMATION DE RIO COLORADO (DINGUS ET AL., 2000). ....	162
FIGURE 92 : ILLUSTRATION DU CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET SÉDIMENTAIRE AU COURS DE L'ÉOCÈNE LORS DE LA PHASE INCAÏQUE A. SCHEMA RÉGIONAL DE LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE FARALLON SOUS LA PLAQUE AMÉRIQUE DU SUD AVEC UNE RÉACTIVATION DES FAILLES NORMALES DES HÉMI-GRABENS EN INVERSION, LES POINTILLES ROUGES TRADUISENT L'HORIZONTALISATION DU PANNEAU PLONGEANT, ILLUSTRATION RÉALISÉE D'APRÈS LES TRAVAUX DE RAMOS ET FOLGUERA. (2005) ET RAMOS ET KAY. (2006) B. BLOC 3D MONTRANT LA POSITION DE L'ARC VOLCANIQUE, LES FAILLES INVERSES D'ORIENTATION NNW-SSE ET LES ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS PRINCIPALEMENT CONTINENTAUX. LA FLECHE NOIRE INDIQUE L'OBLIQUITÉ DU PANNEAU PLONGEANT C. ZOOM SUR LA MORPHOLOGIE DES DÉPÔTS POST-RIFT EN ÉVENTAIL REPRIS PAR DES CHEVAUchements. ....	163

FIGURE 93 : A. MOULES ISOGNOMON MECHANQUILENSIS DANS LES CALCAIRES MARINS DE LA FORMATION LONCOCHE (PARRAS AND GRIFFIN, 2013) B. BANCS DE CONGLOMERATS A MATRICE SABLEUSE DE LA FORMATION JAGÜEL (HENRY ET AL., 2010) C. DIFFERENTES VARIETES D’HUITRES ET DE MOULES DANS LES CALCAIRES MASSIFS DE LA FORMATION LA ROCA (DEL RIO ET AL., 2007). .....	164
FIGURE 94: ILLUSTRATION DU CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET SEDIMENTAIRE AU COURS DU MIOCENE LORS DE LA PHASE DE QUIESCENCE A. SCHEMA REGIONAL DE LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE FARALLON SOUS LA PLAQUE AMERIQUE DU SUD AVEC UNE REACTIVATIONS DES FAILLES NORMALES DES HEMIGRABENS. LES POINTILLES ROUGES TRADUISENT UN ROLL-OVER AVEC UNE VERTICALISATION DU PANNEAU PLONGEANT, ILLUSTRATION D’APRES LES TRAVAUX DE RAMOS ET FOLGUERA. (2005) ET RAMOS ET KAY. (2006) B. BLOC 3D ILLUSTRANT LA POSITION DE L’ARC VOLCANIQUE, LES FAILLES NORMALES D’ORIENTATION NNW-SSE ET LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS PRINCIPALEMENT CONTINENTAUX. LA FLECHE NOIRE INDIQUE L’OBLIQUITE DU PANNEAU PLONGEANT C. ZOOM SUR LA MORPHOLOGIE DES DEPOTS POST-RIFTS ET DU BASSIN D’ARRIERE ARC TRONQUE PAR UNE DISCORDANCE EROSIVE. ....	166
FIGURE 95 : ILLUSTRATION DU CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET SEDIMENTAIRE AU COURS DU QUATERNAIRE A. SCHEMA REGIONAL DE LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE FARALLON SOUS LA PLAQUE AMERIQUE DU SUD AVEC UNE REACTIVATION EN INVERSE DES FAILLES NORMALES DES HEMIGRABENS. LES POINTILLES ROUGES TRADUISENT UN ROLL-OVER AVEC UNE VERTICALISATION DU PANNEAU PLONGEANT, ILLUSTRATION D’APRES LES TRAVAUX DE RAMOS ET FOLGUERA. (2005) ET RAMOS ET KAY. (2006) B. BLOC 3D ILLUSTRANT LA POSITION DE L’ARC VOLCANIQUE, LES FAILLES INVERSES D’ORIENTATION NNW-SSE, LES ANTICLINAUX DES CEINTURES PLISSEES ET LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS PRINCIPALEMENT CONTINENTAUX. LA FLECHE NOIRE INDIQUE L’OBLIQUITE DU PANNEAU PLONGEANT C. COUPE GEOLOGIQUE DE LA BORDURE OUEST DU BASSIN DE NEUQUEN PASSANT PAR LE VOLCAN DU TROMEN, MODIFIE D’APRES GALLAND (2004) ET KOZLOWSKI ET AL. (1996). LA DEFORMATION IMPLIQUE EN PARTIE LE SOCLE, LE RESTE DE LA DEFORMATION ETANT ACCOMMODE PAR LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE. CETTE COUPE MET EN AVANT LE ROLE DES ROCHES MERES MATURES, NOTAMMENT LA VACA MUERTA POUR CET EXEMPLE, EN TANT QUE NIVEAU DE DECOLLEMENT DANS LE CHEVAUCHEMENT (BERTHELON, 2015; KOZLOWSKI ET AL., 1996; ZANELLA ET AL., 2014B).....	167
FIGURE 96: CARTE PALEO GEOGRAPHIQUE LA DISTRIBUTION DES FACIES DU GROUPE INFERIEUR DE MENDOZA DU TITHONIEN AU VALANGINIEN LORS DU DEPOT DE LA VACA MUERTA INFERIEURE (A.), LORS DU DEPOT DE LA VACA MUERTA MOYENNE (B.) ET LORS DU DEPOT DE LA VACA MUERTA SUPERIEURE (C.). MODIFIE D’APRES LEGARRETA ET ULIANA., (1991), LEANZA ET AL., 2011 ET LEGARRETA AND VILLAR (2015).....	171
FIGURE 97 : STRATIGRAPHIE REGIONALE DU JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR DU BASSIN DE NEUQUEN SOULIGNANT LE SYSTEME VACA-MUERTA / QUINTUCO / LOMA MONTOSA. MODIFIE APRES MITCHUM ET ULIANA, (1985) ET LEANZA ET AL. (2011). ....	172
FIGURE 98 : PRINCIPAUX FACIES DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA DECRIS SUR LES AFFLEUREMENTS A. MICROBIALITES LAMINEES A LA BASE DE LA VACA MUERTA. B. ALTERNANCE MARNO-CALCAIRE C. NODULES DE CALCITE SE DEVELOPPANT DANS LES MARNES ET MUDSTONES DE LA VACA MUERTA. D. BANCS DE MICRITE DOLOMITISES. E. BEEF DE CALCITE AVEC DES INCLUSIONS DE D’ARGILE ET/OU BITUME AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE F. ALTERNANCE DE MARNES ET DE GRES FINS DE LA FORMATION QUINTUCO G. CENDRES VOLCANIQUES AVEC UN CIMENT CALCITIQUE H. CENDRES VOLCANIQUES ARGILEUSES...	174
FIGURE 99 : BLOC 3D PALEO GEOGRAPHIQUE ILLUSTRANT L’ACTIVITE DE L’ARC VOLCANIQUE DU BASSIN DE NEUQUEN LORS DU DEPOT DE LA VACA MUERTA AU COURS DU JURASSIQUE TERMINAL – CRETACE INFERIEUR, MODIFIE APRES HOWELL ET AL. (2005).	175
FIGURE 100 : LOGS LITHOLOGIQUES SIMPLIFIES DE LA FORMATION DE LA VACA MUERTA DANS LES DEUX ZONES D’ETUDES DE CETTE THESE. LE LOG DE LA ZONE DE LA REGION DE L’AGRIO EST SIMPLIFIE D’APRES CELUI DE LEANZA ET AL., (2003) ET LE LOG DE LA REGION DE CHOS MALAL EST SIMPLIFIE D’APRES CELUI DE CAPELLI ET AL., (2018).....	176
FIGURE 101 : LIMITES STRATIGRAPHIQUES DE LA VACA MUERTA A. LIMITE DES GRES DU TORDILLO AVEC AVEC LES SHALES DE LA VACA MUERTA SUR LA CAROTTE H (TOTAL S.A.) LOCALISEE DANS L’EMBAIMENT. B. LIMITE DES GRES ARGILEUX VERTS DE TORDILLO AVEC LES ARGILES DE LA VACA MUERTA SUR L’AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO DANS LA CEINTURE PLISSEE DE CHOS MALAL. C. PHOTO DES MICROBIALITES A LA BASE DE LA VACA MUERTA SUR L’AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO D. LAME MINCE DES MICROBIALITES DE LA BASE DE LA VACA MUERTA. E. PANORAMA SUR L’AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO DANS LA CEINTURE PLISSEE DE CHOS MALAL ILLUSTRANT LES LIMITES STRATIGRAPHIQUES ENTRE LES FORMATIONS DU TORDILLO, DE LA VACA MUERTA, DU QUINTUCO ET DE MULINCHINCO.....	177
FIGURE 102 : CARTES DE MATURITE DES ROCHES MERES DU BASSIN DE NEUQUEN EXCEPTE CELLE DE PRE-CUYO. A. MATURITE DE DE LA FORMATION LOS MOLLES, MODIFIE D’APRES LEGARRETA & VILLAR. (2011) B. MATURITE DE LA FORMATION VACA MUERTA, MODIFIE D’APRES KUURSKRAA. (2011) C. MATURITE DE LA FORMATION AGRIO, MODIFIE D’APRES TYSON ET AL. (2015). ..	178

FIGURE 103 : A. ILLUSTRATION D’UN BEIGNET POUR UNE EXPLOITATION CONVENTIONNELLE AVEC UN FORAGE VERTICAL ALLANT RECUPERER LES HYDROCARBURES IMAGES PAR DE LA CONFITURE PIEGEE DANS LA ROCHE RESERVOIR B. ILLUSTRATION D’UN TIRAMISU POUR UNE EXPLOITATION NON-CONVENTIONNELLE AVEC UN FORAGE HORIZONTAL INJECTANT DE L’EAU POUR UNE FRACTURATION HYDRAULIQUE INDUITE DANS LA ROCHE MERE. SOURCE : JAMES SCHERRER (2014).	180
FIGURE 104 : A. VEINE DE BITUME DANS L’ANCIENNE MINE DE PUERTA CURACO. LATITUDE : -37.363410°, LONGITUDE : -69.960027° B. DERICK AUX ALENTOURS DE LA VILLE DE NEUQUEN.	181
FIGURE 105 : EXEMPLE DES NOMBREUX PUIITS PETROLIERS INSTALLES SUR L’EMBAYMENT PROCHE DE LA VILLE DE NEUQUEN.	181
FIGURE 106: PRODUCTION DE GAZ EN ARGENTINE EN CONSTANTE AUGMENTATION DE 2009 A 2019. SOURCE : U.S. ENERGY INFORMATION ADMINISTRATION.	182
FIGURE 107 : GEOLOGY OF THE NEUQUÉN BASIN, ARGENTINA. A. GEOLOGICAL MAP OF THE NEUQUÉN BASIN WITH THE VMF OUTCROPS (LIGHT BLUE) ALONG THE FOLD AND THRUST BELT OF THE ANDES. STUDIED CORES ARE REPRESENTED BY BLACK STARS. LOCATION OF THE SEISMIC TRANSECT IS IN RED DOTTED LINES. MODIFIED AFTER INTERNAL REPORT. B. GENERAL SYNTHETIZED LOG OF THE NEUQUÉN BASIN STRATIGRAPHIC COLUMN. THE VACA MUERTA FORMATION IS HIGHLIGHTED. C. SEISMIC TRANSECT OF THE VACA MUERTA CLINIFORMS WITH THE LOCATION OF THE 10 STUDIED CORES MODIFIED AFTER POSE ET AL., 2014.	194
FIGURE 108 : EXAMPLE OF NATURAL FLUID-ASSISTED FRACTURING WITHIN THE VACA MUERTA Fm. A. BITUMEN VEIN FROM THE OLD MINE OF PUERTA CURACO LOCATED IN THE CENTRAL PART OF THE NEUQUÉN BASIN ALONG THE CHOS MALAL FOLD AND THRUST BELT (LATITUDE 37°36’34”S LONGITUDE 69°96’00”W). B. TYPICAL FIBROUS STRUCTURE FOR A BPV IN THE VMF OF THE HUNCAL OUTCROP. THE MEDIAN ZONE IS CLEARLY VISIBLE AT THE CENTER OF THE VEIN. C. PHOTOGRAPH OF THE HUNCAL OUTCROP LOCATED IN THE WESTERN AGRIO FOLD-AND-THRUST BELT IN THE CERRO MOCHO AREA (LATITUDE 38° 7’5.95”S, LONGITUDE 70°24’11.63”W).	196
FIGURE 109 : LITHOLOGICAL LOG ON WellCad™ WITH ITS ASSOCIATED DAYLIGHT, INTERPRETED DAYLIGHT, THE LITHOLOGICAL LOG AND THE TOC CURVES ACQUIRED BY THE LIPS METHOD. THE TOC CURVE SHOWS THAT MACRO-BPV AND MICRO-BPV ARE OFTEN LOCALIZED IN HIGH TOC AREAS.	199
FIGURE 110 : GENERAL FACIES NOMENCLATURE IN CORES OF THE VMF. B: TERNARY DIAGRAM WITH THE THREE MAIN FAMILIES OF LITHOLOGY FROM ALL WELLS COLOR CODED BY FACIES. THE TERNARY DIAGRAM ILLUSTRATES THAT THE VACA MUERTA Fm HAS MAXIMUM 40% OF CLAYS AND VARYING PROPORTIONS OF CARBONATES AND SILICATES AS A FUNCTION OF THE FACIES (MODIFIED FROM MATHIEU ET AL., 2016). C. VACA MUERTA – QUINTUCO FORMATIONS SEDIMENTARY FACIES MODEL: BASIN TO PLATFORM FACIES DISTRIBUTION (MODIFIED AFTER LEJAY ET AL., 2018). FROM PROXIMAL TO THE DISTAL PART OF THE BASIN, ONE OBSERVES A DECREASE OF CARBONATE COMPONENT AND AN INCREASE OF SILICAS AND CLAYS. THE TOC IS ALSO HIGHER TOWARDS THE BASIN CENTER, AWAY FROM THE RAMP OF THE PLATFORM.	200
FIGURE 111 : PHOTOGRAPHY AND INTERPRETED DRAWING OF THE THREE TYPES OF BPV IDENTIFIED ON CORES. A. MICRO-BPV WITH A LENTICULAR SHAPE IN A1 FACIES. B. “MACRO-BPV INSIDE” THE LITHOLOGICAL FACIES A2. C. “MACRO-BPV AT INTERFACES” LOCALIZED BETWEEN A CLAYEY ASHBED (B2) AND A TABLE 1MUDSTONE A1.	203
FIGURE 112 : MACRO-BPV DISTRIBUTION FOR EACH WELL, IN PINK “MACRO-BPV INSIDE” AND IN VIOLET “MACRO-BPV AT INTERFACES”. WELLS ARE NAMED FROM A TO J AND ALSO REPRESENT A GROWING DEGREE OF MATURITY FROM A TO J.	205
FIGURE 113: “MACRO-BPV AT INTERFACES” DISTRIBUTION. A. GRAPH OF “MACRO-BPV AT INTERFACES” IN FUNCTION OF THE NORMALIZED NUMBER OF INTERFACES PER METER FOR EACH WELL. B. GRAPH OF “MACRO-BPV AT INTERFACES” IN FUNCTION OF THE NORMALIZED NUMBER OF INTERFACES AT THE SEDIMENTARY HETEROGENEITIES CATEGORY PER METER FOR EACH WELL. C. DIAGRAM OF “MACRO-BPV AT INTERFACES” DISTRIBUTION PER FACIES, THE BASINAL FACIES CATEGORY IS REPRESENTED IN GREEN, THE SEDIMENTARY HETEROGENEITIES CATEGORY IS REPRESENTED IN ORANGE AND THE FACIES FRACTURE CATEGORY IS REPRESENTED IN BLUE.	206
FIGURE 114 : “MACRO-BPV INSIDE” DISTRIBUTION THE BASINAL FACIES CATEGORY IS REPRESENTED IN GREEN, THE SEDIMENTARY HETEROGENEITIES CATEGORY IS REPRESENTED IN ORANGE AND THE FACIES FRACTURE CATEGORY IS REPRESENTED IN BLUE. A. GRAPH OF “MACRO-BPV INSIDE” IN FUNCTION OF THE CUMULATIVE THICKNESS OF EACH FACIES. B. DIAGRAM OF “MACRO-BPV INSIDE” IN FUNCTION OF THEIR DISTRIBUTION IN FACIES.	207
FIGURE 115 : CUMULATIVE VALUES OF TOC AVERAGE FOR ALL FACIES. SEDIMENTARY HETEROGENEITIES ARE IN BROWN, BASINAL FACIES FACIES ARE IN GREEN AND “MICRO-BPV” FACIES ARE IN RED. MACRO-BPV FACIES IS NOT REPRESENTED BECAUSE IT IS ONLY COMPOSED OF CALCITE AND THEREFORE HAS NO TOC.	208
FIGURE 116 : SCHEMA REPRESENTING THE EXTRAPOLATION OF TOC DATA MEASURED AT LIPS TO THE LOCATION OF MACRO-BPV. LIPS MEASUREMENTS IN MACRO-BPV WERE NOT CONSIDERED BECAUSE THEIR VALUES DO NOT REFLECT THOSE OF THE	



SURROUNDING ROCK. B. GRAPH SHOWING THE EVOLUTIVE VALUES OF THE TOC FOR THE ENTIRE RANGE OF MEASUREMENTS IN SHALES (RED DOTTED LINE) AND FOR THE EXTRAPOLATED MACRO-BPV VALUES (BLUE SOLID LINE). C. GRAPH SHOWING THE CUMULATIVE VALUES FOR TOC IN SHALES AND FOR EXTRAPOLATED MACRO-BPV VALUES. ....	209
FIGURE 117 : A. AVERAGE OF THE NUMBER OF MACRO-BPV PER METER IS IN YELLOW AND THE CUMULATIVE THICKNESS OF MACRO-BPV PER METER IS IN BLUE FOR THE SEQUENCE 20 FOR THE WELL B, E, H AND J. B. EXAMPLE OF THE MACRO-BPV IN THE WELL J WITH 0.7 CM OF THICKNESS. B: EXAMPLE OF THE MACRO-BPV IN THE WELL B WITH 3.6 CM OF THICKNESS.....	210
FIGURE 118 : APPLICATION DU CODE DEVELOPPE DANS L'ARTICLE SUR LES MESURES TOC ACQUISES AU LIPS ET SUR LES MESURES DE DIAGRAPHIE POUR LA CALCITE, ILLITE, QUARTZ ET MATIERE ORGANIQUE INSOLUBLE. ....	216
FIGURE 119 : COMPARAISON DE L'ÉPAISSEUR CUMULEE DES BEEF TOUS LES 2 METRES POUR LE PUIT B AVEC A. LE POURCENTAGE DE CALCITE (COURBE BLEUE) ET EN B. LES POURCENTAGES DE DE CALCITE, QUARTZ, ILLITE, ET AUTRES MINERAUX NORMALISES A 100%. ....	217
FIGURE 120: ÉVOLUTION DU TOC MOYEN PAR SEQUENCE MESURE AU ROCK ÉVAL POUR LES PUIT B, E, F, H ET J. LES FLECHES ROUGES INDIQUENT LES TENDANCES GLOBALES. ....	218
FIGURE 121 : ÉPAISSEURS CUMULEES DES BEEF ET DES MICROBEEF TOUS LES METRE SUR LES PUIT B, E, F, H ET J. LES FLECHES NOIRES INDIQUENT LES TENDANCES GLOBALES. LES SEQUENCES STRATIGRAPHIQUES SONT REPRESENTEES. ....	219
FIGURE 122: ÉPAISSEUR CUMULEE DES BEEF TOUS LES DEUX METRES AVEC LA POROSITE EN COURBE BLEUE ET LA PERMEABILITE EN COURBE ORANGE POUR LES PUIT A, B, C, E, F, H, I AND J. ....	221
FIGURE 123: SCHEMA DE DISTRIBUTION DES BEEF DANS LES CAROTTES SEDIMENTAIRES DES PUIT DE MATURETE DIFFERENTES. LES BEEF ET MICROBEEF SE LOCALISENT AUX INTERFACES, DANS LES ZONES RICHES EN TOC ET EN CALCITE TE FAIBLE EN ARGILES (ILLITE - SMECTITE). LA CORE 1 REPRESENTE UNE ZONE TRES PEU MATURE (ENTREE DE LA FENETRE A HUILE), AVEC UNE FAIBLE FREQUENCE DE BEEF ET DE FINES EPAISSEURS ASSOCIEES. LA CORE 2, DE MATURETE PLUS IMPORTANTE (FENETRE A HUILE), CONCENTRE UNE PLUS GRANDE FREQUENCE DE BEEF AVEC DES EPAISSEURS AUGMENTANT. CES DEUX PARAMETRES SONT ACCENTUES DANS LES CORE 3 (MATURETE DE FENETRE A GAZ). ....	222
FIGURE 124 : GEOLOGY OF THE NEUQUÉN BASIN, ARGENTINA. A. GEOLOGICAL MAP OF THE NEUQUÉN BASIN WITH THE VMF OUTCROPS (LIGHT BLUE) ALONG THE FOLD AND THRUST BELT OF THE ANDES. STUDIED OUTCROPS ARE REPRESENTED BY BLACK STARS. MODIFIED AFTER INTERNAL REPORT. B. GENERALIZED STRATIGRAPHIC COLUMN OF THE NEUQUÉN BASIN. THE VACA MUERTA FORMATION IS HIGHLIGHTED IN YELLOW. (MODIFIED FROM GROEBER, 1946 ; GROEBER ET AL., 1953 ; STIPANIC, 1969). ....	235
FIGURE 125 : STUDIED OUTCROP PICTURES. A. PUERTA CURACO OUTCROP: STRATIGRAPHIC SECTION OF THE TORDILLO TO THE MULINCHINCO FORMATION, THE ENTIRE VMF IS CROPPING OUT. B. TWO BPV ON EITHER SIDE OF AN ASHBED FROM PUERTA CURACO. C. BPV FROM HUNCAL. D. HUNCAL OUTCROP: THE LOWER VACA MUERTA SECTION IS DISPLAYING IN THIS SECTION AND MANY BPV ARE INTERSPERSED WITH IT. ....	238
FIGURE 126 : A. LITHOLOGICAL AND FRACTURE LOG FROM THE PUERTA CURACO OUTCROP. ALL BPV OBSERVED IN THE SECTION ARE DISPLAYED. B. SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE ENTIRE VACA MUERTA SECTION WITH THE BLACK CURVE REPRESENTING THE CUMULATIVE NUMBER OF BPV AT 3 METERS INTERVALS (MODIFIED FROM CAPELLI ET AL., 2018).....	241
FIGURE 127 : PICTURES AND DATA FROM PUERTA CURACO. A. CONTINUOUS BPV (CB). B. DISCONTINUOUS BPV (DB). C. TRANSVERSE VEINS FROM SET 1 FILLED BY CALCITE. D. BLACK CURVE SHOWS THE CUMULATIVE NUMBER OF CALCITE BPV IN THE ENTIRE FORMATION THEN THE DOT CURVE SHOWS THE CUMULATIVE NUMBER OF TRANSVERSE VEINS IN THE ENTIRE FORMATION. E. THE RED CURVE IS THE TOC FROM WEGER ET AL.(2018), DOTS (YELLOW FOR DB AND PURPLE FOR CB) SHOW THEIR THICKNESS AS A FUNCTION OF THEIR LOCATION IN THE SECTION. D. CUMULATIVE NUMBER OF CALCITE BPV (BLACK LINE) AND CUMULATIVE NUMBER OF TRANSVERSE VEINS (DOTTED LINE) IN THE ENTIRE FORMATION. ....	244
FIGURE 128 : A. CUMULATIVE THICKNESS OF CONTINUOUS BPV EACH 5 METERS IN THE BLUE FILLED CURVE AND THE CUMULATIVE NUMBER OF ASHBEDS EACH 5 METERS IN THE BROWN CURVE. B. CUMULATIVE THICKNESS OF DISCONTINUOUS BPV EACH 5 METERS IN THE ORANGE FILLED CURVE AND THE CUMULATIVE NUMBER OF ASHBEDS EACH 5 METERS IN THE BROWN CURVE. C. CUMULATIVE THICKNESS OF CONTINUOUS BPV EACH 5 METERS IN THE BLUE FILLED CURVE AND THE TOC FROM EBERLI ET AL., (2017) IN THE RED CURVE. D. CUMULATIVE THICKNESS OF DISCONTINUOUS BPV EACH 5 METERS IN THE ORANGE FILLED CURVE AND THE TOC FROM EBERLI ET AL., (2017) IN THE RED CURVE.....	245
FIGURE 129 : PICTURES AND DATA FROM PUERTA CURACO. A. FRACTURE FROM SET 1 AND SET 2 IN A LAMINATED INTERCLASTIC PACKSTONE/GRAINSTONE LAYER. B. CALCITIC FILLED VEIN FROM SET 1. C. CALCITIC FILLED VEIN FROM SET 2. D. THIN SECTION OF A CALCITIC FILLED VEIN FROM SET 1 SHOWING BITUMEN. E. THIN SECTION OF A CALCITIC FILLED VEIN FROM SET 2 SHOWING	

BITUMEN. F. STEREOGRAPHIC DIAGRAM SHOWING ORIENTATION OF BPV FROM CANYON 1 AND CANYON 2, FRACTURE SET1 AND FRACTURE SET2.....	246
FIGURE 130 : LITHOLOGICAL AND FRACTURE LOG FROM THE HUNCAL OUTCROP. ALL BPV OBSERVED IN THE SECTION ARE DISPLAYED. ....	247
FIGURE 131 : PICTURES AND DATA FROM HUNCAL. A. PHOTOGRAPHY DISPLAYING DISCONTINUOUS BPV (DB). B. PHOTOGRAPHY DISPLAYING CONTINUOUS BPV (CB). C. THE RED CURVE IS THE TOC MEASURED WITH THE ROCK-EVAL 6 AT UPMC, DOTS (YELLOW FOR DB AND PURPLE FOR CB) ARE DISPLAYING THEIR THICKNESS IN FUNCTION OF THEIR LOCATION IN THE LOG SECTION. D. THE BLUE CURVE IS THE CaCO <sub>3</sub> MEASURED WITH THE ROCK-EVAL 6 AT UPMC, DOTS (YELLOW FOR DB AND PURPLE FOR CB) ARE DISPLAYING THEIR THICKNESS IN FUNCTION OF THEIR LOCATION IN THE LOG SECTION.....	249
FIGURE 132 : A. GRAPH SHOWING THE NUMBER OF CONTINUOUS BPV EVERY 5 METERS (BLUE FILLED CURVE) WITH THE TOC (RED CURVE). B. GRAPH SHOWING THE NUMBER OF DISCONTINUOUS BPV EVERY 5 METERS (ORANGE FILLED CURVE) WITH THE TOC (RED CURVE). CORRELATIONS BETWEEN TOC PEAKS AND BPV OCCURRENCE PEAKS ARE HIGHLIGHTED IN THE RED DOTTED BOXES. C. GRAPH SHOWING THE FREQUENCY OF CONTINUOUS BPV (IN BLUE), DISCONTINUOUS BPV (IN ORANGE) AND OF THE MATRIX WITH THEIR ASSOCIATED TOC (VALUES EXTRAPOLATED FROM THE NUMERICAL CODE DEVELOPED BY LARMIER ET AL., (2019)). THE MAJORITY OF THE CONTINUOUS BPV ARE LOCATED IN THE AREAS WITH THE HIGHEST TOC. ....	250
FIGURE 133 : THE TABLE SHOWS THE MAIN DIFFERENT TEXTURE FEATURES IN CALCITE BPV FROM OUTCROPS OF THE VMF. A. BPV WITH ATAXIAL GROWTH, FIBROUS CRYSTALS AND ONE GENERATION. B. BPV WITH ANTITAXIAL GROWTH, ONE CALCITE GENERATION, ELONGATED BLOCKY CRYSTALS AND ASYMMETRIC MEDIAN ZONE. C. BPV WITH AN ANTITAXIAL GROWTH, ONE GENERATION, FIBROUS CRYSTALS AND SYMMETRIC MEDIAN ZONE. D. BPV WITH AN ANTITAXIAL GROWTH, ONE GENERATION DEFORMED ON THE TOP PART MORE DEVELOPED THAN THE BOTTOM PART, FIBROUS CRYSTALS AND ASYMMETRIC MEDIAN ZONE. E. BPV WITH AN ANTITAXIAL GROWTH, ONE GENERATION DEFORMED ON THE TOP AND ON THE BOTTOM PART, FIBROUS CRYSTALS AND SYMMETRIC MEDIAN ZONE. F. BPV WITH AN ANTITAXIAL GROWTH, ONE GENERATION, FIBROUS CRYSTALS AND SYMMETRIC MEDIAN ZONE. G. BPV WITH AN ANTITAXIAL GROWTH, TREE GENERATION, ELONGATED BLOCKY CRYSTALS FOR THE FIRST GENERATION THEN FIBROUS CRYSTAL FOR THE SECOND AND THIRD GENERATION AND SYMMETRIC MEDIAN ZONE. H. BPV WITH AN ANTITAXIAL GROWTH, THREE GENERATIONS, FIBROUS CRYSTALS, SOLID INCLUSION BANDS OF SURROUNDING MUDSTONE TRAPPED IN THE MEDIAN ZONE AND SINUSOIDAL INCLUSION BANDS OF THE SURROUNDING MUDSTONE TRAPPED IN THE FIBERS OF THE BOTTOM PART OF THE FIRST GENERATION, SYMMETRIC MEDIAN ZONE. I. MICRO-BPV WITH AN ANTITAXIAL TO ATAXIAL GROWTH, ONE GENERATION, FIBROUS CRYSTALS AND SIGMOIDAL SHAPES. J. BPV ON EITHER SIDE OF A CEMENTED ASHBED WITH AN ATITAXIAL GROWTH, ONE GENERATION, FIBROUS CRYSTALS WITH GROWTH FROM CEMENTED ASHBED TO SURROUNDING ROCK ON BOTH SIDES. K. BPV WITH AN ANTITAXIAL GROWTH, TWO GENERATION, ELONGATED BLOCKY CRYSTALS FOR THE FIRST GENERATION AND FIBROUS CRYSTALS FOR THE SECOND ONE, AND ASYMMETRIC MEDIAN ZONE WITH SOLID INCLUSIONS BANDS. L. BPV WITH AN ATAXIAL GROWTH, TWO GENERATION THE FIRST ONE TRAPPED SOLID INCLUSIONS OF SURROUNDING MUDSTONE, ELONGATED BLOCKY CRYSTALS.....	252
FIGURE 134 : TABLE DISPLAYING THE DIFFERENT MINERALOGICAL COMPOSITION OF BPV FROM OUTCROPS OF THE VMF WITH OUTCROP PICTURE, PAL (POLARIZED AND ANALYZED LIGHT), BSE (BACKSCATTERED-ELECTRON) IMAGING, EDS (ENERGY X-RAY SPECTROSCOPY) IMAGING WITH THE RED CROSS LOCATING ASSOCIATED SPECTRUM. A. CALCITE BPV. B. BARITE OBSERVATION IN A CALCITE BPV. C. GYPSUM BPV. D. ANHYDRITE BPV. E. CALCITE MICRO-BPV. F. GYPSUM MACRO-BPV. ....	254
FIGURE 135 : PROPOSED MODEL OF BPV FORMATION AT THE PUERTA CURACO OUTCROP. A. STAGE 1: BEGINNING OF BURIAL WITH CEMENTED ASHBED AND AN ORGANIC-RICH AREA LOCATED AT A MAXIMUM FLOODING SURFACE OF THE SEQUENCE. B. STAGE 2: BEGINNING OF THE OIL WINDOW, INCREASE IN LITHOSTATIC PRESSURE, KEROGEN GENERATES OIL AND DIAGENETIC FLUIDS TRAPPED IN CLAYS ESCAPE BECAUSE OF COMPACTION AND CIRCULATE TO AREAS OF WEAKNESS. C. STAGE 3: THE PORE FLUID BECOMES MORE IMPORTANT THAN THE LITHOSTATIC PRESSURE WHICH GENERATES FLUID OVERPRESSURE ALLOWING FRACTURES WITH A TENSION MODE OPENING CONTROLLED IN PART BY THE ANISOTROPY OF THE SURROUNDING SHALES. FRACTURES EXPAND MORE EASILY CONTINUOUSLY ALONG THE ASHES, WHILE FRACTURES IN ORGANIC-RICH AREAS ARE MORE DISCONTINUOUS IN SHAPE. D. STAGE 4: WITH THE PRESSURE DECREASE DURING OPENING, CALCITE CRYSTALLIZES CONTINUOUSLY AND ANTITAXIALLY DURING THE OPENING OF THE FRACTURE TRAPPING AQUEOUS AND HYDROCARBON FLUID INCLUSIONS IN THE MEANTIME. ....	259
FIGURE 136 : POSITIONS GPS DES NIVEAUX REPERES PRIS TOUS LES 10 METRES DANS LE CANYON VMF1 ET CEUX RECONNUS DANS LE CANYON VMF2. A. POSITION SUR GOOGLE EARTH PRO B. POSITION SUR ARCGIS. ....	267
FIGURE 137: LOCALISATION DES BEEF DANS LES DEUX CANYONS ET MESURES DE LEURS LONGUEURS .....	267

FIGURE 138 : EXEMPLE D'UNE DE POINTAGE DE FRACTURE A. AFFLEUREMENT SOUS MODELE 3D B. FRACTURE PICKEE DE PART ET D'AUTRE DU CANYON ET SUR L'INTEGRALITE DE SA LONGUEUR AFFLEURANT C. MESH (MALLAGE) DE LA FRACTURE AVEC EN BLANC SA LONGUEUR MAXIMALE VISIBLE ET EN ORANGE SON EXTENSION MAXIMALE. ....	270
FIGURE 139: EXEMPLE DE BEEF POINTES SUR LE MODELE 3D D'UNE PARTIE DU CANYON DE HUNCAL A. NUAGE DE POINTS SANS INTERPRETATIONS B. NUAGES DE POINTS ET FRACTURES POINTEES C. LE MALLAGE « MESH » DES FRACTURES AVEC EN VERT LES BEEF CONTINUS, EN ORANGE LES BEEF DISCONTINUS ET EN ROUGE LES FAILLES DECROCHANTES .....	272
FIGURE 140 : BEEF CONTINUS CORRELES SUR LES DEUX FLANCS DU CANYON DE HUNCAL.....	273
FIGURE 141 : EXEMPLE DE FIBRES DE CALCITE QUI ENREGISTRENT LEUR ROTATION AU COURS DE LEUR CROISSANCE D'APRES BONS ET AL. (2012). ....	275
FIGURE 142 : LAMES MINCES EFFECTUEES DANS LE MEME BEEF PRESENTE AU MILIEU DE LA FIGURE ET ORIENTEES DE BAS EN HAUT SUIVANT QUATRE AXES DIFFERENTS CHACUN ESPACES DE 45° .....	277
FIGURE 143 : MODELE 3D DE LA CROISSANCE DES FIBRES DE CALCITE DANS UNE BEEF A TROIS GENERATIONS AYANT SUBIR DES EPISODES DE DEFORMATION. UNIQUEMENT LES FIBRES DE LA PARTIE SUPERIEURE DE LA ZONE MEDIANE SONT REPRESENTEES SUR CETTE FIGURE.....	278
FIGURE 144 : OBSERVATION DE LA LOCALISATION DE LA ZONE MEDIANE DANS UN MEME BEEF A UN M METRE DE DISTANCE. LE BEEF A ETE OBSERVE SUR L'AFFLEUREMENT DE LECHUZA.....	279
FIGURE 145 : BEEF AU CONTACT D'UNE CENDRE A. CROISSANCE ATAXIALE DU BEEF DE L'EPONTE DE LA CENDRE VERS LE SHALE, LES FLECHES BLANCHES INDIQUENT LE SENS DE CRISTALLISATION B. ASYMETRIE DE LA ZONE MEDIANE AVEC UN DEVELOPPEMENT DE LA CROISSANCE CRISTALLINE PLUS DEVELOPPE DU COTE DU SHALE ENCAISSANT.....	280
FIGURE 146: LOG DETAILLE DE L'AFFLEUREMENT DE HUNCAL (38° 7'5.95"S 70°24'11.63"O) AVEC LA POSITION DES BEEF, LEURS FAMILLES, LEUR EPAISSEUR, LES ECHANTILLONS SELECTIONNES, LES NOTES, LES PHOTOGRAPHIES, LES DONNEES TOC UN GRAPHIQUE AVEC LES BEEF CONTINUS (BLEUS) / DISCONTINUS (ORANGES) EN ORDONNEES ET LEUR EPAISSEUR EN ABCISSE. .	287
FIGURE 147: LOG DETAILLE DE L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO (37°22'59.76"S 69°56'43.91"O) AVEC LES SEQUENCES DE REGRESSION (ORANGES) ET TRANSGRESSION (VERTES) DE CAPELLI ET AL. (2018), LA POSITION DES BEEF, LEURS FAMILLES, LEUR EPAISSEUR, LES ECHANTILLONS SELECTIONNES, LES NOTES, LES PHOTOGRAPHIES, LES DONNEES TOC D'EBERLI ET AL. (2017). ....	295
FIGURE 148 : A. FOSSILE D'AMMONITES DANS LA VACA MUERTA INFERIEURE A PUERTA CURACO B. FOSSILE D'AMMONITE AU MARQUE A LA SURFACE D'UN BEEF A LECHUZA C. DALLE DE FOSSILES D'AMMONITES A PUERTA CURACO D. FOSSILE D'AMMONITES A PUERTA CURACO E. FOSSILE D'AMMONITES A PUERTA CURACO F. FOSSILE D'AMMONITE A HUNCAL G. FOSSILE D'AMMONITES A PUERTA CURACO H. FOSSILE D'AMMONITE AYANT SERVI DE NUCLEUS POUR L'INITIATION D'UN NODULE DE CALCITE A PUERTA CURACO I. FOSSILE D'AMMONITE A PUERTA CURACO .....	296
FIGURE 149: ÉTUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ASYMETRIE DE LA CROISSANCE CRISTALLINE DES BEEF SOUS LPA. A. BEEF AVEC UNE GENERATION DE CALCITE. LA PARTIE SUPERIEURE DE LA GENERATION EST PLUS EPAISSE QUE LA PARTIE INFERIEURE. B. BEEF AVEC DEUX GENERATIONS DE CALCITE. LA GENERATION 1 EST SYMETRIQUE, LA GENERATION 2 EST ASYMETRIQUE AVEC UNE EPAISSEUR DEUX FOIS PLUS IMPORTANTE A LA BASE DU BEEF. MZ= MEDIAN ZONE, G1 = GENERATION 1 ET G2 = GENERATION 2. ....	312
FIGURE 150 : TABLEAU DE CLASSIFICATION TEXTURALE DES BEEF A. BEEF A CROISSANCE ATAXIALE ET UNE GENERATION B. BEEF A CROISSANCE ANTITAXIALE ET UNE GENERATION DEFORMEE C. BEEF A CROISSANCE ANTITAXIALE ET UNE GENERATION D. BEEF A CROISSANCE ANTITAXIALE ET UNE GENERATION PLUS DEVELOPPEE EU TOP ET DEFORMEE E. BEEF A CROISSANCE ANTITAXIALE ET UNE GENERATION DEFORMEE F. BEEF A CROISSANCE ANTITAXIALE ET UNE GENERATION G. BEEF A CROISSANCE ANTITAXIALE ET TROIS GENERATIONS DONT LA PREMIERE DEFORMEE H. DEUX BEEF A CROISSANCE ANTITAXIALE AVEC DEUX GENERATIONS AU TOP ET TROIS GENERATIONS A LA BASE ET DES INCLUSIONS SOLIDES PIEGEES DANS LA PREMIERE GENERATION (FLECHE ROUGE) I. MICRO-BEEF A CROISSANCE ATAXIALE AVEC UNE GENERATION J. BEEF AU TOP ET A LA BASE D'UNE CENDRE AVEC UNE CROISSANCE ATAXIALE ET UNE GENERATION K. BEEF AVEC UNE CROISSANCE ANTITAXIALE ET DEUX GENERATIONS AU TOP ET UNE GENERATION A LA BASE. L. BEEF AVEC UNE CROISSANCE ATAXIALE ET DEUX GENERATION.....	315
FIGURE 151 : FRAGMENTS DE BITUME SOUS LPNA PIEGE DANS LES CRISTAUX DE CALCITE. A. BITUME DANS LES VEINES TRASNVERSES DU SET 2 DE L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO. B. BITUME DANS LES BEEF DE L'AFFLEUREMENT DE MALLIN DE LOS CABALLOS. ....	317
FIGURE 152 : ANALYSES EN LT DES LAMES MINCES. A. FRAGMENT BITUME DANS DES SHALES EUX-MEMES PIEGES DANS LES CRISTAUX DE CALCITE DE L'AFFLEUREMENT DE HUNCAL. B. FRAGMENT DE BITUME DANS LES CENDRES VOLCANIQUES DE L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO. ....	318

FIGURE 153 : PAILLETES DE KEROGENE FLUORESCENT DANS LES TEINTES JAUNES / ORANGES LOCALISEES DANS UN BEEF DE L'AFFLEUREMENT DE HUNCAL. LEUR ORIENTATION EST CONTROLEE PAR L'ANISOTROPIE DES SHALES. ....	318
FIGURE 154 : KEROGENE ET BITUME PIEGES DANS LES SHALES DE LA ZONE MEDIANE D'UN BEEF DE L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO. A. ZONE MEDIANE OBSERVEE EN LPNA, DEUX COMPOSES DISTINCTS SONT IDENTIFIES, L'UN MARRON CLAIR ET L'AUTRE NOIR. B. ZONE MEDIANE EN UV, LA PARTIE MARRON COMPOSEE DE SHALES RICHES EN MATIERE ORGANIQUE FLUORESCENT SOUS DES TEINTES ORANGE - JAUNE TANDIS QUE LA PARTIE NOIRE NE FLUORESCENT PAS. C. ZOOM SUR LA PARTIE FLUORESCENTE RICHE EN KEROGENE. D. ZOOM SUR LA PARTIE NON FLUORESCENTE AVEC DES FRAGMENTS DE BITUME ENTOURES EN ROUGE. ....	319
FIGURE 155: DIFFERENCIATION DES ZONES RICHES EN KEROGENE ET PAUVRE EN KEROGENE DANS UN BEEF DE L'AFFLEUREMENT DE LECHUZA. A. ANALYSE EN LT. B. ANALYSES EN LUMIERE UV. ....	319
FIGURE 156 : OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES D'UNE CENDRES VOLCANIQUES DE VACA MUERTA, AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO. A. TEPHRA VOLCANIQUE B. ALBITES CALCIFIEES C. PLAGIOCLASES D. PYRITE A LA BASE DE L'IMAGE ET ANATASE EN HAUT DE L'IMAGE. ....	320
FIGURE 157: PHOTOS DE CENDRES DES CAROTTES SEDIMENTAIRES DU PUIT E. A. CENDRE ARGILEUSE COMPORTANT UN BEEF A SA BASE. B. CENDRE CIMENTEE COMPORTANT UN BEEF A SON TOP ET A SA BASE. ....	321
FIGURE 158: EMPREINTE DE FOSSILE D'AMMONITE DES DEUX COTES D'UN BEEF DE L'AFFLEUREMENT DE LECHUZA. A. SURFACE DU TOP DU BEEF B. SURFACE DE LA BASE D'UN BEEF C. VUE DU BEEF DANS SA SECTION. ....	323
FIGURE 159 : COMPETITION CRISTALLINE AU SEIN D'UN BEEF. LES CRISTAUX COMMENCENT A POUSSER AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE VERS LES EPONTES. LA DENSITE DE CRISTAUX DIMINUE VERS LES EPONTES. OBSERVATION EN LPA. ....	325
FIGURE 160 : ANALYSES A LA CATHODOLUMINESCENCE. A. ANALYSE CL DANS UN BEEF QUI RECOUPE UN AUTRE BEEF, AFFLEUREMENT DE HUNCAL B. ANALYSE CL DANS LES CRISTAUX DE BEEF, AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO C. ANALYSES CL DANS DIFFERENTES GENERATIONS DE CALCITE D'UN BEEF, AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO C. ANALYSE CL D'UNE VEINE TRANSVERSE A TEXTURE BLOCKY DE L'ECHANTILLON SECANT-LECH1 RECOUPANT UN BEEF, AFFLEUREMENT DE LECHUZA. ....	329
FIGURE 161: BITUME ET SHALES PIEGES DANS DES CRISTAUX DE CALCITE. A. ANALYSE AU MICROSCOPE EN LPNA B. ANALYSE EN IMAGERIE BSE AU MEB C. IMAGERIE ....	332
FIGURE 162: ANALYSES MICROSCOPIQUE DE LA COMPOSITION DES BEEF DE VACA MUERTA. A. BEEF DE CALCITE. B. BEEF DE CALCITE AVEC CRISTAUX DE BARITINE AU NIVEAU DE LA ZONE MEDIANE. C. BEEF DE GYPSE D. BEEF D'ANHYDRITE. E. MICRO-BEEF DE CALCITE. F. MICRO-BEEF DE GYPSE. ....	333
FIGURE 163: LOCALISATION DES ECHANTILLONS DE SHALES SHALE-HUN+1, SHALE-HUN+15, SHALE-HUN-1 ET SHALE-HUN-15 ANALYSES AU MEB PROVENANT DE L'AFFLEUREMENT DE HUNCAL. ....	335
FIGURE 164: TABLEAU ILLUSTRANT, LES COMPOSITIONS MINERALOGIQUES MASSIQUES, LES CARTOGRAPHIES DES MINERAUX SUR LES IMAGES ESD ET LES ZOOMS EDS + BSE DES QUATRE ECHANTILLONS DE SHALES SECTIONNES. ....	336
FIGURE 165: IMAGERIE BSE ET SPECTRE ELEMENTAIRE DES MICROFACIES ASSOCIES DANS LES SHALES DE VACA MUERTA. A. RADIOLAIRE SILICEUX REMPLACE PARTIELLEMENT PAR DE LA CALCITE, DE LA CHLORITE ET DU QUARTZ DIAGENETIQUE MONTRANT DE FORMES ANGULEUSES. B. RADIOLAIRE SILICEUX REMPLACES PAR DE LA MATIERE ORGANIQUE SUR LA PARTIE INTERNE ET DE LA CHLORITE SUR LA PARTIE EXTERNE. C. RADIOLAIRE SILICEUX INTEGRALEMENT REMPLACE PAR DES ARGILES (CHLORITE). D. RADIOLAIRE SILICEUX REMPLACE PAR DE LA CALCITE. E. GRAIN D'APATITE NEOFORMES. F. PYRITE FRAMBOÏDALE AVEC DES PORES REMPLIS DE MATIERE ORGANIQUE. G. PYRITE AVEC COURONNE EXTERIEURE OXYDEE. H. BOUE DE FRAGMENTS DE COCCOLITES. ....	337
FIGURE 166: CARTOGRAPHIE QEMSCAN DE L'ECHANTILLON BEEF 8 REPRESENTANT UN BEEF D'ANHYDRITE ET D'UN BEEF DE CALCITE AVEC LEUR IMAGES LPA ET LPNA ASSOCIEES. ....	340
FIGURE 167 : CARTOGRAPHIE QEMSCAN DE L'ECHANTILLON BEEF 64 REPRESENTANT PLUSIEURS BEEF DE GYPSE DANS DES SHALES ENRICHI EN GOETHITE / HEMATITE. ....	340
FIGURE 168 : CARTOGRAPHIE QEMSCAN DE L'ECHANTILLON BEEF 67 REPRESENTANT UN BEEF DE CALCITE AU CONTACT D'UNE CENDRE VOLCANIQUE CIMENTEE. ....	341
FIGURE 169 : CARTOGRAPHIE QEMSCAN DE L'ECHANTILLON SECANT-LECH1 REPRESENTANT UN BEEF RECOUPE PAR UNE VEINE TRANSVERSE CONTENANT DES FRAGMENTS DE SHALES ET DES CRISTAUX DE BARYTINE. ....	342
FIGURE 170 : A. LOCALISATION DES TROIS AFFLEUREMENTS OU ONT ETE SELECTIONNE LES ECHANTILLONS. B. LISTE DES ECHANTILLONS ANALYSES EN MAJEURS, TRACES ET REE. ....	344
FIGURE 171 : ÉCHANTILLONNAGE DES POUDRES DE BEEF A LA MICRODRILL. A. BEEF-PC1 B. PCAHS1 C. BEEF-HUN1. ....	346

FIGURE 172 : TABLEAU REGROUPANT LES VALEURS MINIMALES, MAXIMALES, LA MOYENNE ET L'ECARTYPE POUR CHACUN DES ELEMENTS PRESENTS DANS LES BEEF. LES VALEURS SONT EN PPM.....	348
FIGURE 173 : PLANCHE BEEF 1. SPECTRES DES ELEMENTS EN TRACES ET REE DES BEEF NORMALISES A L'EAU DE MER (ELDERFIELD AND GREAVES, 1982). LES ECHANTILLONS PROVIENNENT DE HUNCAL, LECHUZA ET PUERTA CURACO. ....	350
FIGURE 174 : PLANCHE BEEF 2. SPECTRES DES ELEMENTS EN TRACES ET REE DES BEEF NORMALISES A L'EAU DE MER (ELDERFIELD AND GREAVES, 1982). LES ECHANTILLONS PROVIENNENT DE PUERTA CURACO. LE DERNIER SPECTRE INTITULE « MERGE » REGROUPE TOUS LES SPECTRES DES BEEF. ....	351
FIGURE 175 : TABLEAU REGROUPANT LES VALEURS MINIMALES, MAXIMALES, LA MOYENNE ET L'ECART-TYPE POUR CHACUN DES ELEMENTS PRESENTS DANS LES CENDRES. LES VALEURS SONT EN PPM. ....	352
FIGURE 176 : PLANCHE CENDRES ET BEEF. SPECTRES DES ELEMENTS MAJEURS, TRACES ET REE DES BEEF ET DES CENDRES NORMALISES A L'EAU DE MER (ELDERFIELD AND GREAVES, 1982) ET SPECTRES DES ELEMENTS MAJEURS, EN TRACES ET REE DES CENDRES NORMALISEES AUX NASC (GROMET ET AL., 1984). LES ECHANTILLONS PROVIENNENT PUERTA CURACO. ....	353
FIGURE 177 : TABLEAU REGROUPANT LES VALEURS MINIMALES, MAXIMALES, LA MOYENNE ET L'ECARTYPE POUR CHACUN DES ELEMENTS PRESENTS DANS LES VEINES TRANSVERSES SECANT-HUN1 ET SECANT-LECH1 ET DANS LES BEEF HUN2 ET LECH1. LES VALEURS SONT EN PPM.....	354
FIGURE 178 : PLANCHE BEEF ET VEINES TRANSVERSES. SPECTRES DES ELEMENTS EN TRACES ET REE DES BEEF NORMALISES A L'EAU DE MER (ELDERFIELD AND GREAVES, 1982). LES ECHANTILLONS PROVIENNENT DE HUNCAL ET LECHUZA. ....	355
FIGURE 179 : TABLEAU REGROUPANT LES VALEURS MINIMALES, MAXIMALES, LA MOYENNE ET L'ECART-TYPE POUR CHACUN DES ELEMENTS PRESENTS DANS LES VEINES TRANSVERSES SET1 ET SET2 ET DANS LES BEEF DE PUERTA CURACO. LES VALEURS SONT EN PPM. ....	356
FIGURE 180 : DES VEINES TRANSVERSES DU SET 1 ET SET 2. SPECTRES DES ELEMENTS EN TRACES ET REE DES BEEF NORMALISES A L'EAU DE MER (ELDERFIELD AND GREAVES, 1982). LES ECHANTILLONS PROVIENNENT DE PUERTA CURACO. ....	357
FIGURE 181 : TABLEAU REGROUPANT LES VALEURS MINIMALES, MAXIMALES, LA MOYENNE ET L'ECART-TYPE POUR CHACUN DES ELEMENTS PRESENTS DANS LES SHALES. LES VALEURS SONT EN PPM. ....	358
FIGURE 182 : PLANCHE BEEF, VEINES TRANSVERSES ET ROCHES ENCAISSANTES. SPECTRES DES ELEMENTS EN TRACES ET REE DES BEEF ET DES SHALES NORMALISES A L'EAU DE MER (ELDERFIELD AND GREAVES, 1982) ET SPECTRES DES ELEMENTS MAJEURS, EN TRACES ET REE DES SHALES NORMALISEES AUX NASC (GROMET ET AL., 1984). LES ECHANTILLONS PROVIENNENT DE HUNCAL ET LECHUZA.....	359
FIGURE 183 : TABLEAU DES RESULTATS DES ANALYSES CLUMPED ISOTOPE $\Delta 47$ SUR LES BEEF DES AFFLEUREMENTS DE PUERTA CURACO ET DE HUNCAL. ....	365
FIGURE 184 : VALEURS DES RESULTATS DU $\Delta 47$ SUR LE BEEF HUN2 ET SA VEINES TRANSVERSE SECANT-HUN1 LE RECOUPANT PROVENANT DE L'AFFLEUREMENT DE HUNCAL .....	366
FIGURE 185 : VALEURS DES RESULTATS DU $\Delta 47$ SUR LES BEEF ET LES VEINES TRANSVERSES DE L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO. ....	367
FIGURE 186 : A. INCLUSIONS BIPHASEES AQUEUSES EN CLUSTER. B. INCLUSIONS BIPHASEES AQUEUSES ISOLEE. C. INCLUSIONS MONOPHASEES HYDROCARBONEES. D. INCLUSIONS MONOPHASEES HYDROCARBONEES SOUS LUMIERE UV. E. INCLUSIONS BIPHASEES HYDROCARBONEES. F. INCLUSIONS BIPHASEES HYDROCARBONEES SOUS LUMIERE UV. LES IMAGES ONT ETE ACQUISES PAR FRANCK AMOIH. ....	369
FIGURE 187 : A. TH VS SALINITE DES INCLUSIONS AQUEUSES DES ECHANTILLONS DES AFFLEUREMENTS PUERTA CURACO ET LECHUZA, AINSI QUE DU PUIT I. B. TH VS CH <sub>4</sub> DES INCLUSIONS AQUEUSES DES ECHANTILLONS DES AFFLEUREMENTS PUERTA CURACO ET LECHUZA, AINSI QUE DE LA CAROTTE SEDIMENTAIRE C. SALINITE VS CH <sub>4</sub> DES INCLUSIONS AQUEUSES DES ECHANTILLONS DES AFFLEUREMENTS PUERTA CURACO ET LECHUZA, AINSI QUE DE LA CAROTTE SEDIMENTAIRE DU PUIT I.....	370
FIGURE 188 : SPECTRES RAMAN A FROID. A. SPECTRES RAMAN D'UNE INCLUSION AQUEUSE (PHASE GAZEUSE) EN VERT ET D'UN BEEF EN ROUGE B. IMAGE DE L'INCLUSION AQUEUSE BIPHASEE AVEC UNE PHASE AQUEUSE ET UNE PHASE LIQUIDE. CETTE FIGURE PROVIENT DU RAPPORT DE STAGE DE MASTER 2 DE FRANCK AMOIH. ....	371
FIGURE 189: COMPOSITION DES INCLUSIONS HYDROCARBONEES. LES QUANTITES DE GAZ SONT DES FRACTIONS MOLAIRES COMPRISES ENTRE 0 ET 1. ....	371
FIGURE 190 : COMPILATION DES DONNEES TH POUR LES INCLUSIONS AQUEUSES ET HYDROCARBONEES MESUREES DANS LES ECHANTILLONS DE TERRAIN ET DE CAROTTE DES BEEF DE VACA MUERTA.....	372

FIGURE 191 : PLANCHE DES HISTOGRAMMES DE TH DES INCLUSIONS AQUEUSES ET HYDROCARBONEES POUR LES BEEF DE L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO (BEEF 60, PCASH1 ET PC2), POUR LES BEEF DE LECHUZA (LECH1) ET POUR LES BEEF DES CAROTTES PROVENANT DES PUIITS I, E ET J. ....	373
FIGURE 192 : COURBE D'ENFOUISSEMENT CONSIDERANT UN GRADIENT D'ENFOUISSEMENT A 52,5°C POUR LA FORMATION DE VACA MUERTA A L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO. MODIFIE D'APRES CATALANO ET AL., (2018).....	376
FIGURE 193 : DIAGRAMME P-T DES COURBES D'EVOLUTION LITHOSTATIQUE ET HYDROSTATIQUE DE LA FORMATION DE VACA MUERTA, ET LES ISOCHORES (EN VIOLET) DES INCLUSIONS AQUEUSES DE L'ECHANTILLON 60 (PUERTA CURACO). CE DIAGRAMME PROVIENT DU RAPPORT DE STAGE DE MASTER 2 DE FRANCK AMOIH. ....	378
FIGURE 194 : DIAGRAMME P-T DES COURBES D'EVOLUTION LITHOSTATIQUE ET HYDROSTATIQUE DE LA FORMATION DE VACA MUERTA, ET LES ISOCHORES (EN VIOLET) DES INCLUSIONS AQUEUSES ET LES ISOCHORES (EN BLEU) DES INCLUSIONS HYDROCARBONEES DE L'ECHANTILLON PCASH1 (PUERTA CURACO). LES ISOPLETHES DU COUPLE D'INCLUSIONS AQUEUX ET HYDROCARBONEE SONT RESPECTIVEMENT EN TIRETS BLEUS ET EN TIRETS VERTS. LES ISOCHORES DU COUPLE D'INCLUSIONS AQUEUSE ET HYDROCARBONEE SONT RESPECTIVEMENT DES DROITES BLEUE ET VERTES. L'ISOCHORE (DROITE) ET L'ISOPLETHE (TIRET) DE COULEUR ROUGE CORRESPONDENT A UNE INCLUSION HYDROCARBONEE DE PCASH1 AYANT QUASIMENT LA MEME ISOPLETHE QUE L'INCLUSION HYDROCARBONEE DU COUPLE D'INCLUSIONS. CE DIAGRAMME PROVIENT DU RAPPORT DE STAGE DE MASTER 2 DE FRANCK AMOIH. ....	379
FIGURE 195: DIAGRAMME P-T DES COURBES D'EVOLUTION LITHOSTATIQUE ET HYDROSTATIQUE DE LA FORMATION DE VACA MUERTA, ET LES ISOCHORES (EN VIOLET) DES INCLUSIONS AQUEUSES DE L'ECHANTILLON PC2 GENERATION 1 (PUERTA CURACO). CE DIAGRAMME PROVIENT DU RAPPORT DE STAGE DE MASTER 2 DE FRANCK AMOIH. ....	380
FIGURE 196 : DIAGRAMME P-T DES COURBES D'EVOLUTION LITHOSTATIQUE ET HYDROSTATIQUE DE LA FORMATION DE VACA MUERTA, ET LES ISOCHORES (EN VIOLET) DES INCLUSIONS AQUEUSES ET LES ISOCHORES (EN BLEU) DES INCLUSIONS HYDROCARBONEES DE L'ECHANTILLON PC2 GENERATION 2 (PUERTA CURACO). LES ISOPLETHES DU COUPLE D'INCLUSIONS AQUEUX ET HYDROCARBONEE SONT RESPECTIVEMENT EN TIRETS BLEUS ET EN TIRETS VERTS. LES ISOCHORES DU COUPLE D'INCLUSIONS AQUEUSE ET HYDROCARBONEE SONT RESPECTIVEMENT DES DROITES BLEUE ET VERTE. L'ISOCHORE (DROITE) ET L'ISOPLETHE (TIRET) DE COULEUR ROUGE CORRESPONDENT A UNE INCLUSION HYDROCARBONEE DE PC2 AYANT QUASIMENT LA MEME ISOPLETHE QUE L'INCLUSION HYDROCARBONEE DU COUPLE D'INCLUSIONS. CE DIAGRAMME PROVIENT DU RAPPORT DE STAGE DE MASTER 2 DE FRANCK AMOIH.....	381
FIGURE 197 : LOCALISATION DES ECHANTILLONS DE PUERTA CURACO APRES ANALYSES THERMOBAROMETRIQUES SUR LA COURBE D'ENFOUISSEMENT DE VACA MUERTA A L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO ETABLIE PAR CATALANO ET AL., (2018). ....	382
FIGURE 198 : A. TABLEAU DES PRESSIONS DE PCASH1 ET PC2 G2 AVEC LEUR PROFONDEUR, LEUR P <sub>LITHO</sub> ET LEUR P <sub>HYDRO</sub> ASSOCIEES. B. GRAPHIQUE DES PRESSIONS (MPA) VS PROFONDEUR (M). LE GRADIENT LITHOSTATIQUE A ETE CALCULE AVEC UN $\rho = 2,15$ . .	382
FIGURE 199 : A. TH VS SALINITE DES INCLUSIONS AQUEUSES DES ECHANTILLONS DES AFFLEUREMENTS PUERTA CURACO ET LECHUZA, AINSI QUE DU PUIITS I. B. TH VS CH <sub>4</sub> DES INCLUSIONS AQUEUSES DES ECHANTILLONS DES AFFLEUREMENTS PUERTA CURACO ET LECHUZA, AINSI QUE DE LA CAROTTE SEDIMENTAIRE C. SALINITE VS CH <sub>4</sub> DES INCLUSIONS AQUEUSES DES ECHANTILLONS DES AFFLEUREMENTS PUERTA CURACO ET LECHUZA, AINSI QUE DE LA CAROTTE SEDIMENTAIRE DU PUIITS I. LES POINTS NOIRS SONT CEUX DE L'ETUDE ANTERIEURE DE RODRIGUES (2008). ....	384
FIGURE 200 : COMPILATION DES DONNEES DE TH DES INCLUSIONS AQUEUSES ET HYDROCARBONEES DE LA LITTERATURE (FALL AND UKAR, 2016; RODRIGUES, 2008) ET DE NOTRE ETUDE. ....	385
FIGURE 201 : DONNEES DE TEMPERATURES MEASUREES SUR LES BEEF DE PUERTA CURACO PAR LES OUTILS DES CLUMPED ISOTOPES ET DES INCLUSIONS FLUIDES. LES DONNEES DE LA LITTERATURE ONT ETE INCORPOREES (RODRIGUES, 2008; WEGER ET AL., 2019). ....	386
FIGURE 202 : GRAPHIQUE DE PRESSION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR ET CERCLE DE MOHR REPRESENTANT L'ETAT DE CONTRAINTE NORMALE. AU STADE S <sub>1</sub> , LA PRESSION DE FLUIDE EST A L'ETAT HYDROSTATIQUE, LE STADE S <sub>2</sub> AMENE LES FLUIDES A UN ETAT DE SURPRESSION ENTRE L'ETAT HYDROSTATIQUE ET LITHOSTATIQUE, LE STADE S <sub>3</sub> GENERE UNE FRACTURE HORIZONTALE EN ATTEIGNANT LA PRESSION LITHOSTATIQUE A L'AIDE D'UN PROCESSUS EXTERNE VENANT S'AJOUTER A LA PRESSION DE FLUIDE.	388
FIGURE 203 : ÉTAT DE SURSATURATION DES FLUIDES EN FONCTION DE LA PRESSION EXERCEE POUR LES CALCITES D'ORIGINE MARINE. MODIFIE D'APRES WILTSCHKO AND MORSE, (2001). ....	389
FIGURE 204 : DONNEES ISOTOPIQUES DE LA BIBLIOGRAPHIE SUR BEEF PRESENTS DANS LA FORMATION DE VACA MUERTA, BASSIN DE NEUQUEN, ARGENTINE. LES DONNEES DE RODRIGUES PROVIENNENT DE L'AFFLEUREMENT D'ARROYO MULICHINCO, CERRO	

LOTENA, ET LAUCHA, CELLES DE HERNANDEZ PROVIENNENT DES CAROTTES DU Puits PLU.NQ.1010 D'EXXON MOBILE, ET CELLES DE WEGER PROVIENNENT DE L'AFFLEUREMENT DE PUERTA CURACO.....	391
FIGURE 205 : TABLEAU DE SYNTHÈSE DES RESULTATS DES ANALYSES SIMS AVEC LES DONNÉES DE TEMPERATURES DE CLUMPED ISOTOPES ET DES INCLUSIONS FLUIDES AQUEUSES. ....	393
FIGURE 206 : DONNÉES DES $\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$ AVEC LEURS BARRES D'ERREUR ET LEURS HISTOGRAMMES POUR LES ÉCHANTILLONS DE TERRAIN, PROVENANT DE PUERTA CURACO, HUNCAL ET LECHUZA. LES GÉNÉRATIONS DE CALCITE ONT ÉTÉ DIFFÉRENCIÉES. ....	395
FIGURE 207 : DONNÉES DES $\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$ AVEC LEURS BARRES D'ERREUR POUR LES ÉCHANTILLONS DES Puits A, E, I ET J. LES GÉNÉRATIONS DE CALCITE ONT ÉTÉ DIFFÉRENCIÉES. ....	399
FIGURE 208 : COMPARAISON ENTRE LES DONNÉES DE $\delta^{13}\text{C}$ ET $\delta^{18}\text{O}$ OBTENUES À LA SIMS SUR LES BEEF DES AFFLEUREMENTS ET DES Puits AVEC LES DONNÉES OBTENUES À L'IRMS LORS DES PRÉCÉDENTES ANALYSES ISOTOPIQUES SUR LES BEEF. A. POINTAGE DE L'ENSEMBLE DES VALEURS SUR UN GRAPHIQUE $\delta^{13}\text{C}$ ET $\delta^{18}\text{O}$ . B. MISE EN SURLIGNAGE DES DONNÉES ACQUISES À LA SIMS EN BLEU ET ACQUISES À L'IRMS EN ROUGE. C. HISTOGRAMME DE L'ENSEMBLE DES VALEURS POUR LE $\delta^{18}\text{O}$ . D. HISTOGRAMME DE L'ENSEMBLE DES VALEURS POUR LE $\delta^{13}\text{C}$ .....	401
FIGURE 209 : GRAPHIQUE DU $\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$ POUR LES ÉCHANTILLONS DES BEEF DES Puits A, E, I ET J. ....	402
FIGURE 210 : COURBES DE FRACTIONNEMENT DU $\delta^{18}\text{O}$ SUR LES VALEURS MAXIMALES ET MINIMALES DES BEEF D'AFFLEUREMENT (EN BLEU ; ET VALEURS DE HUN3 CORRIGÉES EN VERT) ET SUR LES BEEF DES Puits (EN MARRON). LE RECTANGLE BLEU INDIQUE LES GAMMES DE TEMPERATURE DU FLUIDE AYANT PRÉCIPITÉ LA CALCITE DES BEEF. LES FLECHES NOIRES MONTRENT LES DIFFÉRENTS SCÉNARIOS PERMETTANT L'ÉVOLUTION DES VALEURS DU $\delta^{18}\text{O}$ . ....	403
FIGURE 211 : SCHEMA ILLUSTRANT DE SCENARIO MISE EN PLACE DES BEEF DE CALCITE ET DES VEINES TRANSVERSES AU COURS DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN AVEC LES FLUIDES LES AYANT ALIMENTÉS. LE ZOOM MONTRE LA MICRO TEXTURE DES BEEF DE CALCITE ET DES VEINES TRANSVERSES D'UNE GÉNÉRATION À L'AUTRE. LE TABLEAU PROPOSE L'HISTOIRE DE MISES EN PLACE DES DIFFÉRENTES GÉNÉRATIONS DE BEEF ET DES VEINES TRANSVERSES AVEC LEURS MÉCANISMES DE GÈNESE ASSOCIÉS.....	405
FIGURE 212 : SCHEMA ILLUSTRANT DE SCENARIO MISE EN PLACE DES BEEF DE GYPSE AU COURS DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN AVEC LES FLUIDES LES AYANT ALIMENTÉS. LE ZOOM MONTRE LA MICRO TEXTURE DES BEEF DE GYPSE. ....	407
FIGURE 213: DONNÉES MINÉRALOGIQUES DES 4 ÉCHANTILLONS DE SHALES SÉLECTIONNÉS POUR LES ANALYSES EN CARTOGRAPHIE EDS. ....	409
FIGURE 214: DONNÉES MINÉRALOGIQUES DE 4 ZONES ZOMÉES DANS L'ÉCHANTILLON -15 .....	410
FIGURE 215: DONNÉES MINÉRALOGIQUES DE 4 ZONES ZOMÉES DANS L'ÉCHANTILLON -1 .....	411
FIGURE 216: DONNÉES MINÉRALOGIQUES DE 4 ZONES ZOMÉES DANS L'ÉCHANTILLON +1 .....	412
FIGURE 217: DONNÉES MINÉRALOGIQUES DE 4 ZONES ZOMÉES DANS L'ÉCHANTILLON +15 .....	413
FIGURE 218 : DONNÉES ÉLÉMENTAIRES DES ANALYSES ICP-AES ET ICP-MS SUR LES CALCITES (BEEF ET VEINES TRANSVERSES) EN PPM. ....	414
FIGURE 219 : DONNÉES ÉLÉMENTAIRES DES ANALYSES ICP-AES ET ICP-MS SUR LES CALCITES NORMALISÉES À LA VALEUR D'EAU MARINE DU PACIFIQUE (ELDERFIELD AND GREAVES, 1982). LES VALEURS DU STANDARD DE L'EAU DE MER SONT EN PPM. ....	415
FIGURE 220 : DONNÉES ÉLÉMENTAIRES DES ANALYSES ICP-AES ET ICP-MS SUR LES ROCHES (SHALES ET CENDRES) EN PPM.....	416
FIGURE 221 : DONNÉES ÉLÉMENTAIRES DES ANALYSES ICP-AES ET ICP-MS SUR LES SHALES ET LES CENDRES NORMALISÉS AUX NASC (NORTH AMERICAN SHALES COMPOSITE)(GROMET ET AL., 1984). LES VALEURS DU STANDARD NASC SONT EN PPM. ....	417
FIGURE 222 : CIRCULATION DES FLUIDES DANS DES SHALES. DU FAIT D'UNE PLUS GRANDE PERMEABILITÉ HORIZONTALE QUE VERTICALE, LES FLUIDES CIRCULENT SUR DE PLUS GRANDES DISTANCES HORIZONTALES (FLUIDES BLEUS CLAIRS) QUE SUR DES DISTANCES VERTICALES (FLUIDES BLEUS FONCÉS). ....	422
FIGURE 223 : LA RÉSISTANCE EN TENSION DES FEUILLETS D'ARGILE DANS LES SHALES EST AUGMENTÉE PAR LES PAILLETES DE MATIÈRE ORGANIQUE. AINSI LA RÉSISTANCE MÉCANIQUE ÉTANT PLUS FAIBLE LE LONG DU PLAN DE STRATIFICATION, IL EST PLUS FACILE DE DÉCOLER LES FEUILLETS D'ARGILE SUR UN AXE PERPENDICULAIRE À CETTE DERNIÈRE. ....	422
FIGURE 224 : LORSQUE LA CONTRAINTE VERTICALE $\sigma_v$ TOUCHE L'ENVELOPPE DE RUPTURE, UNE FRACTURE SE PRODUIT SUR LE PLAN DE PLUS FAIBLE CONTRAINTE À SAVOIR SUR LE PLAN DE LA CONTRAINTE HORIZONTALE $\sigma_h$ . DANS UN MILIEU ANISOTROPE CE PHÉNOMÈNE SE PRODUIT À L'ORIGINE. DANS UN MILIEU ISOTROPE, COBBOLD ET AL., (2007) DÉMONTRENT QUE LES CONTRAINTES S'INVERSENT ET QUE LE $\sigma_h$ TOUCHE L'ENVELOPPE DE RUPTURE DANS LE DOMAINE DES TENSIONS PROVOQUANT AUSSI UNE FRACTURE HORIZONTALE. DANS LES DEUX CAS (ISOTROPE ET ANISOTROPE) DES FRACTURES HORIZONTALES SONT GÉNÉRÉES MAIS L'ÉTAT DE CONTRAINTE N'EST PAS LE MÊME. ....	423

FIGURE 225 : L'ÉTAT DE CONTRAINTE SANS CONTRAINTE DE COMPRESSION TECTONIQUE EST MATERIALISÉ PAR LE CERCLE BLEU. LORSQUE L'ÉTAT DE CONTRAINTE TECTONIQUE SE RAJOUTE (CERCLES VERTS), LA CONTRAINTE HORIZONTALE  $\sigma_H$  DIMINUE JUSQU'À INVERSER LES CONTRAINTES ET FRACTURER LA ROCHE EN CISAILLEMENT. EN REVANCHE L'AJOUT DE LA CONTRAINTE TECTONIQUE COMPRESSIVE NE PERMET PAS DE GÉNÉRER UNE FRACTURATION HORIZONTALE POUR GÉNÉRER DES BEEF AVEC UNE OUVERTURE EN TENSION. ....424

FIGURE 226 : ÉVOLUTION DE LA FRACTURATION EN FONCTION DE L'ÉTAT DES CONTRAINTES DANS UN SHALE AVEC L'APPORT DE LA CONTRAINTE TECTONIQUE COMPRESSIVE  $\sigma_{\text{TECTONIQUE}}$  ET LA PRESSION DES FLUIDES  $P_F$ . A. ÉTAT DE CONTRAINTE INITIAL. B. ACTION DE  $\sigma_{\text{TECTONIQUE}}$  AUGMENTANT LA VALEUR DE  $\sigma_H$  ET DE CE FAIT, DIMINUANT LA TAILLE DU CERCLE DE MOHR. LA  $P_F$  DIMINUE LA CONTRAINTE DIFFÉRENTIELLE  $\sigma_v - \sigma_H$  RAPPROCHANT AINSI LE CERCLE DE L'ENVELOPPE DE RUPTURE. C. INVERSION DES CONTRAINTES DUE À L'AUGMENTATION DE  $\sigma_{\text{TECTONIQUE}}$  RAUGMENTANT LA TAILLE DU CERCLE DE MOHR. RAPPROCHEMENT DU CERCLE DE MOHR DE L'ENVELOPPE DE RUPTURE SOUS L'EFFET DE  $P_F$ . D. CAS AVEC  $P_F$  AYANT AMENÉ LE CERCLE DE MOHR À L'ORIGINE INITIANT UNE FRACTURE HORIZONTALE QUI S'OUVRIRA DANS LE DOMAINE DES TENSIONS. LES FIBRES NE MARQUENT PAS LA DÉFORMATION. E. CAS AVEC  $\sigma_{\text{TECTONIQUE}}$  AYANT AMENÉ LE CERCLE DE MOHR À L'ENVELOPPE DE RUPTURE DANS LE DOMAINE DE COMPRESSION INITIANT UNE FRACTURE EN CISAILLEMENT. LES FIBRES NE MARQUENT PAS LA DÉFORMATION LORS DE L'OUVERTURE. ....426

FIGURE 227 : PARTANT D'UN ÉTAT INITIAL AVEC UNE CONTRAINTE TECTONIQUE COMPRESSIVE AYANT INVERSÉ LES CONTRAINTES ( $\sigma_v < \sigma_H$  ; CERCLE VERT) ET UNE PRESSION DE FLUIDE  $P_F$  ÉGALE À LA CONTRAINTE VERTICALE  $\sigma_v$ , LA FORCE DE CRISTALLISATION PEUT DÉCALER LE CERCLE DE MOHR JUSQU'À CE QUE  $\sigma_v$  TOUCHE L'ENVELOPPE DE RUPTURE ET GÉNÈRE UNE FRACTURE (CERCLE BLEU), PUIS CETTE FORCE CONTINUERA À AGIR DANS LE DOMAINE DES TENSIONS LORS DE L'OUVERTURE DE CETTE FRACTURE (CERCLE JAUNE). ....427

FIGURE 228 : MODÈLE DE GÉNÉRATION DE MISE EN PLACE DES BEEF DANS DES SHALES AVEC LES PROCESSUS DE SURPRESSIONS DE FLUIDES INDUITES PAR LA GÉNÉRATION DES HYDROCARBURES ET LA COMPACTION MÉCANIQUE ET LA FAIBLE PERMEABILITÉ DE LA ROCHE. CES SURPRESSIONS SONT ASSISTÉES PAR LE COUPLAGE DE LA CONTRAINTE TECTONIQUE COMPRESSIVE ET DE LA FORCE DE CRISTALLISATION. TROIS STADES SONT ILLUSTRÉS AVEC LEUR ÉTAT DE CONTRAINTE RESPECTIF À SAVOIR, LE NŒUD DE LA FRACTURE, SA GÉNÉRATION ET SON OUVERTURE. ....428





# Liste des équations

---

EQUATION (1).....	15
EQUATION (2).....	15
EQUATION (3).....	16
EQUATION (4).....	17
EQUATION (5).....	17
EQUATION (6).....	18
EQUATION (7).....	19
EQUATION (8).....	23
EQUATION (9).....	60
EQUATION (10).....	89
EQUATION (11).....	383



# Liste des tableaux

---

TABLEAU 2 : CLASSIFICATION DES ZONES MORPHO STRUCTURALES DU BASSIN DE NEUQUEN AFFECTEES OU NON PAR LA DEFORMATION DE LA TECTONIQUE ANDINE. FTB=FOLD AND THRUST BELT. MODIFIE D'APRES URIEN ET ZAMBRANO (1994).....	142
TABLEAU 3 : TABLEAU DES DISTANCES ENTRE LES PUIITS AYANT ETE CAROTTE DANS LES MEMES SEQUENCES STRATIGRAPHIQUES DE LA VACA MUERTA. ....	220
TABLEAU 4 : NUMBER AND PERCENTAGE OF DIFFERENT VARIETIES OF BPV AND ASHBEDS COUNTED IN PUERTA CURACO OUTCROP. ....	243
TABLEAU 5 : NUMBER AND PERCENTAGE OF DIFFERENT VARIETIES OF BPV AND ASHBEDS COUNTED IN HUNCAL OUTCROP. ....	248
TABLEAU 6: MESURES DE L'ORIENTATION ET DU PENDAGE DES CANYONS DE VMF1 ET VMF2 SUR LES NIVEAUX REPERES TOUS LES 10 METRES.....	266
TABLEAU 7 : DONNEES DES LONGUEURS VISIBLES ET DE L'EXTENSION MAXIMALE POUR LES POINTAGES DES BEEF CONTINUS, DISCONTINUS ET CONTINUS ETENDUS SUR LES DEUX PAROIS DU CANYON .....	271
TABLEAU 8 : DONNEES DE LOCALISATION ET DISTANCE DES AFFLEUREMENTS ETUDIES DANS CE CHAPITRE .....	283
TABLEAU 9: DONNEES GPS, DE PENDAGE ET D'ORIENTATION DES BEEF REPERES DANS LES CANYONS VMF1 ET VMF2.....	297
TABLEAU 10: DONNEES DES DIMENSIONS SPATIALES DES BEEF CONTINUS SOUS LE LOGICIEL CLOUDCOMPARE.....	300
TABLEAU 11: DONNEES DES DIMENSIONS SPATIALES DES BEEF DISCONTINUS SOUS LE LOGICIEL CLOUDCOMPARE.....	302
TABLEAU 12: DONNEES DES DIMENSIONS SPATIALES DES BEEF CONTINUS CORRELES D'UN FLANC A L'AUTRE DU CANYON SOUS LE LOGICIEL CLOUDCOMPARE .....	305
TABLEAU 13: POSITION DES PICS DES SPECTRES EN CL ET COULEURS DE LA LUMINESCENCE POUR LE MINERAL DE CALCITE. MODIFIE APRES BOGGS & KRINSLEY, (2006), COMPLETE AVEC LES DONNEES DE PAGEL ET AL, (2000).....	328



# Introduction générale



*Chevaux sauvages de la province de Loncopué*



# Intérêt de l'étude des fractures et des circulations fluides associées dans les roches mères

---

Les fractures naturelles sont présentes dans les bassins sédimentaires. La nature et les discontinuités des roches encaissantes contraignent leur morphologie et leur composition. Par conséquent, le développement de certaines de ces fractures sera régi par les paramètres intrinsèques de la roche hôte.

Dans les bassins sédimentaires résident des roches argileuses appelées *roche mère* car riche en matière organique. Elles présentent une très faible perméabilité ainsi qu'une forte anisotropie naturelle, marquée par la stratification. Ces deux paramètres influencent fortement le comportement rhéologique de la roche et favorisent des circulations de fluides basinaux parallèles à la stratification.

Certaines fractures naturelles au sein des roches mères persistent dans le temps, notamment les fractures parallèles à la stratification remplies de calcite fibreuse, plus communément appelées « **beef** ». Elles sont généralement interprétées comme étant des paléo-fractures hydrauliques naturelles induites par des surpressions de fluides.

Plusieurs facteurs favorisent le développement des surpressions de fluides. Tout d'abord, les très faibles perméabilités d'une roche mère rendent la migration des fluides difficile, optimisant leur rétention et favorisant ainsi l'accumulation des pressions. Cette dernière augmentera lors de la compaction mécanique générée par le poids des sédiments sus-jacents. De plus, lors de leur enfouissement, les roches mères et leur contenu organique ont la particularité de générer leurs propres fluides : les hydrocarbures. La génération de ces fluides engendre des surpressions induites par le craquage thermique de l'huile puis du gaz, l'augmentation volumique des solutions hydrocarbonées, ou encore par la compaction chimique. Ces surpressions, qui par définition dépassent les pressions du gradient hydrostatique, favorisent le processus fracturation hydraulique naturelle qui semble être à l'origine de la genèse des **beef**. La mise en place de cette fracturation se divise en deux étapes successives : l'ouverture de la fracture puis son remplissage. Les mécanismes invoqués contrôlant ces deux processus restent néanmoins peu contraints.



Les beef renferment un large spectre d'informations permettant de contraindre l'histoire du bassin sédimentaire et les interactions fluide – roche. Leur étude comporte un intérêt fondamental dans la compréhension de l'évolution et de la migration des fluides au cours de l'histoire du bassin. En effet, les ciments calcitiques enregistrent la composition des fluides ayant circulés et précipités, leurs températures ou encore leurs pressions. De plus, ces veines sont des marqueurs des paléo-contraintes tectoniques puisqu'ils enregistrent des déformations du bassins. Rajoutons que les beef représentent un enjeu d'importance pour le monde industriel car elles constituent des discontinuités susceptibles d'être réactivées lors de la stimulation hydraulique communément employée en forage afin d'exploiter les gaz contenus dans la roche mère. Cette réactivation peut stopper la croissance de la fracture induite, ou une déviation de cette dernière. Ainsi, l'appréhension de la morphologie et de la répartition spatiale des beef constitue un enjeu majeur.

La roche mère de la Vaca Muerta en Argentine est réputée pour sa forte concentration en fractures naturelles de type « beef ». Cette formation offre un cadre d'étude exceptionnel du fait (i) de la qualité de ses nombreux affleurements au sein du bassin de Neuquén et (ii) des carottes sédimentaires forée et rendues accessibles par Total (10 puits). Les données puits et afflurements permettent de couvrir une maturité allant de  $R_0=0.6\%$  à plus de  $R_0=2.5\%$ . C'est pourquoi la formation de la Vaca Muerta a été choisie comme terrain d'étude pour l'analyse des beef.

Ainsi, cette thèse propose une étude complète des beef et des fractures résultant des interactions fluides / roches associées via une approche multi analyses (sédimentaires, structurales, statistique et géochimique) et multi échelle (de l'affleurement à la carotte à l'analyses microscopique). Plus précisément, nous aurons pour objectif de caractériser i) les facteurs contrôlant la distribution des beef, ii) leurs morphologies et arrangement spatial, iii) l'origine des fluides ayant cimenté les veines, iv) leur timing de genèse et v) les mécanismes mécaniques pour autorisant leur mise en place.

# Organisation du manuscrit

---

Le présent manuscrit s'articule en 5 chapitres.

- Le premier chapitre constitue un état de l'art qui se divise en deux parties. La partie 1 présente un travail de synthèse sur la fracturation naturelle, les surpressions de fluides et les interactions entre les différents fluides. Il se clôture sur l'état des connaissances actuelles des beef. La deuxième partie du chapitre I s'axe sur le contexte géologique de la thèse, à savoir le bassin de Neuquén, puis plus spécifiquement sur la roche mère de la Vaca Muerta. Un rappel sur l'intérêt pétrolier de cette formation clôt cette deuxième partie.

- Le chapitre II est présenté sous la forme d'un article scientifique accepté dans le journal de l'*AAPG Bulletin*. Il traite d'une étude statistique des paramètres contrôlant la répartition 1D des beef via la description de carottes sédimentaires, couplées à des données de géochimie organique. Des données complémentaires, discutant des paramètres pétrophysiques et n'ayant pas pu être associées à la publication, sont présentées à la suite de l'article.

- Le chapitre III se présente sous la forme d'un article en préparation. Il s'intéresse à la morphologie 2D et 3D ainsi qu'à la distribution spatiale des beef. Ces résultats sont appuyés par des données complémentaires de terrain et d'analyses macro- et microscopiques présentées dans un second temps au cours du chapitre.

- Le chapitre IV traite de l'ensemble des analyses pétrographiques et géochimiques appliquées sur les échantillons des carottes sédimentaires et des affleurements. Cette étude permet de mieux contraindre l'origine du fluide, sa composition ainsi que ses conditions de pression et de températures au moment de la mise en place des beef.

- Le chapitre V s'appuie sur les résultats de travaux antérieurs pour discuter d'un modèle mécanique de genèse des beef. Une conclusion générale sur les résultats majeurs de la thèse ainsi que des perspectives clôtureront ce manuscrit.



# Chapitre I : État de l'art, contexte géologique du bassin de Neuquén et problématique de la thèse



*Veaux de la province de Loncopué*



# Partie 1 : Interactions fluide / roche et fracturation naturelle



*Coulées magmatiques du Volcan du Tromen, province de Chos Malal*



# Avant-propos

---

L'objet principal d'étude de cette thèse est une fracture sous forme de veine de calcite parallèle à la stratification, plus communément appelée beef. Ils se localisent principalement dans les roches mères riches en matière organique de types « shales ». Actuellement, leur modèle formation est expliqué par le mécanisme de fracturation hydraulique naturelle générée par des surpression de fluides. Les surpressions de fluides caractérisent les fluides interstitiels piégés dans la roche, dont la pression est supérieure à celle d'un fluide à l'état hydrostatique. Il existe différents mécanismes générant les surpressions, dont certains permettent de dépasser le seuil de la pression lithostatique, et de ce fait, engendrer la fracturation. Dans le cas des beef, les phénomènes surpression en lien avec la génération d'hydrocarbures sont souvent sollicités.

Cette première partie de ce chapitre synthétise un état des connaissances actuelles sur les différents facteurs permettant et contrôlant la mise en place des beef. Dans un premier temps, les distributions dans les bassins sédimentaires puis les concepts de fracturation hydraulique naturelle seront présentés. Dans un second temps, les différents processus générant des surpressions de fluides seront détaillés. Les beef se mettant en place de façon très récurrente dans les shales et étant en lien avec les surpressions de fluides, une partie sur les interactions entre les circulations fluides dans leurs shales encaissants sera développée. Par la suite, une revue exhaustive des beef, présentant les compréhensions sur leurs mécanismes, les informations pétrographiques et géochimiques qu'ils renferment sera présentée.

Enfin, pour clôturer cette partie, nous établirons les grandes problématiques qui seront abordées dans ce manuscrit. Pour répondre à celles-ci, nous introduirons alors la zone d'étude sélectionnée dans la partie 2 de ce chapitre.





# **I. Fracturation hydraulique naturelle :** **Exemples, concepts et origines**

## **A. Exemples de fracturations hydrauliques naturelles**

Dans les bassins sédimentaires, de nombreuses structures résultent de l'action de fluides sous pression. Les fluides à l'origine de la fracturation sont d'origine magmatique, hydrique ou hydrocarbonée et les structures résultantes sont aussi variées que des dykes ou sills magmatiques, intrusions sableuses, cheminées d'expulsion de gaz, dykes bitumineux, ou à plus petite échelle des veines cristallisées de quartz, calcite etc... Si l'on se réfère aux processus de fracturation **non** magmatiques, la fracturation hydraulique dans les bassins résulte essentiellement du développement de pressions de fluides interstitiels anormalement élevées ([c.f. chapitre I partie 1 II](#)). Ces surpressions de fluide se développent soit de manière localisée dans des réservoirs ([Gay et al., 2006](#); [Løseth et al., 2009](#)) ou à proximité de sources de fluides (ex : arrivée de fluide au sommet de failles de socle) ([Cole et al., 2000](#); [Gay et al., 2006](#); [Gay et al., 2004](#); [Tingay et al., 2007](#); [Yardley and Swarbrick, 2000](#)) (Figure 1), soit de façon généralisée, à l'échelle du bassin, en lien avec des processus de déséquilibre de compaction, transformations minéralogiques ou de production d'hydrocarbures ([c.f. chapitre 1 parti 1 paragraphe II.B.2.b](#)). Dans tous les cas, la formation de fractures hydrauliques limite les pressions de fluide admissibles au sein des sédiments et génère de nouveaux drains qui redistribuent les fluides au sein des couvertures et des roches mères ([Bradley and Powley, 1994](#); [L'Heureux and Fowler, 2000](#); [McPherson and Bredehoeft, 2001](#); [Roberts and Nunn, 1995](#)).

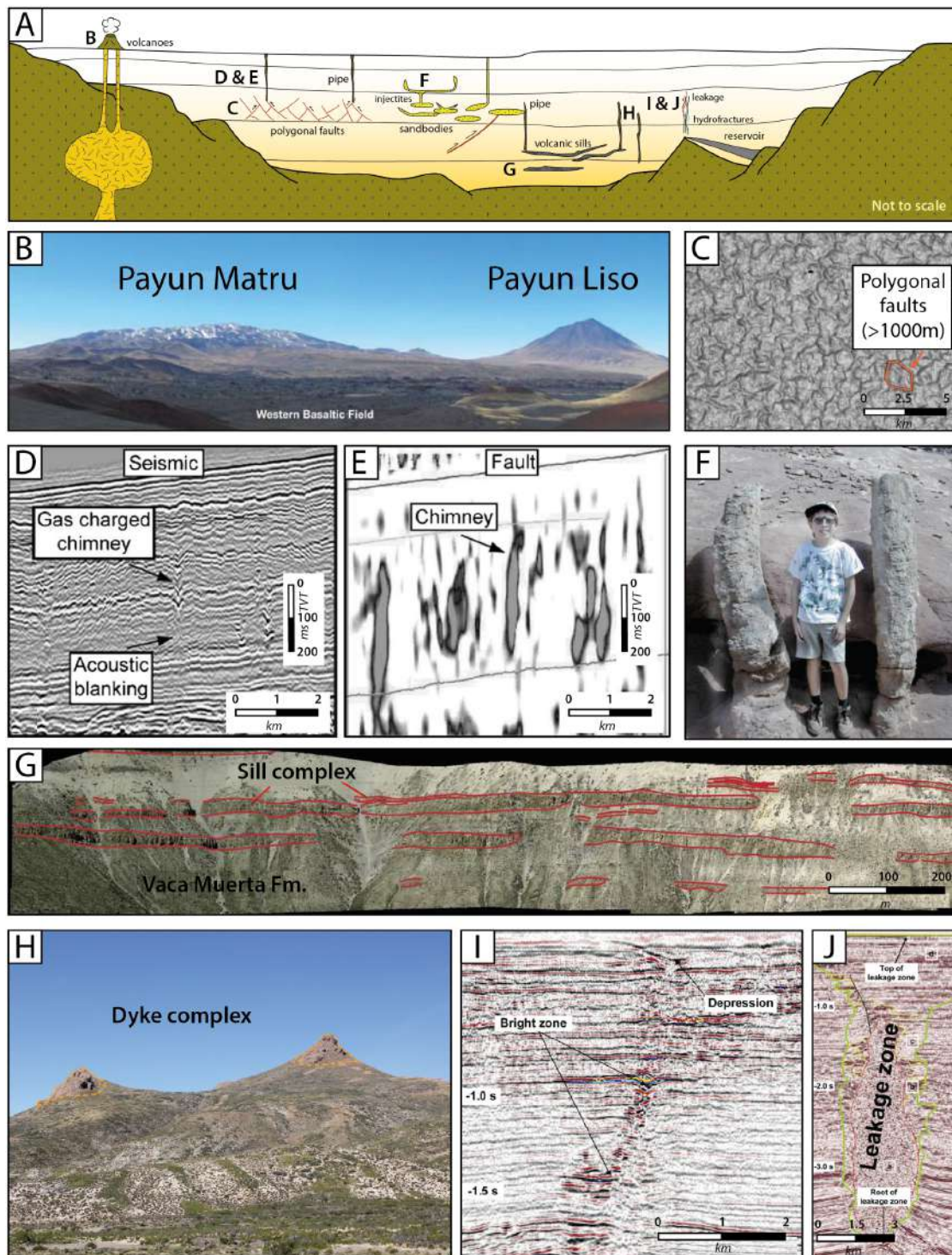


Figure 1 : A. Schéma des diverses fractures hydrauliques naturelles présentes dans les bassins sédimentaires. Modifié d'après Mourgues et al., (2011). B. Vue de l'ouest des volcans Payún Matru et Payún Liso montrant leurs différentes morphologies, ainsi que le champ basaltique occidental dans le bassin sédimentaire de Neuquén (Hernando et al., 2012). C. Carte de profondeur de l'horizon de la base du quaternaire montrant en orange des failles polygonales dans le bassin du Congo (Gay et al., 2004). D & E. Profil sismique montrant des cheminées sismiques de fluides en migration dans les turbidites Oligo-Miocène du bassin du Congo (Gay et al., 2006). F. Pipes clastiques remplis de sable dans des dunes éoliennes dans la formation Jurassique de la Carmel, zone Paria-Big Water, Utah (Chan et al., 2007). G. Panorama de sills recoupant la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Spacapan et al., 2018). H. Dykes volcaniques recoupant les séries sédimentaires du bassin de Neuquén, Argentine. I. Fuites d'hydrocarbures à travers des fractures hydrauliques (Løseth et al., 2009). J. Sismique d'une zone chaotique verticale en forme d'obélisque interprétée comme une cheminée de gaz située au-dessus d'un dôme de sel (Arntsen et al., 2007).

## B. Concepts mécaniques de base de la fracturation hydraulique

### 1. Contraintes effectives et couplages pression de fluide/contraintes

Les roches sédimentaires peuvent être considérées comme des milieux poreux constitués d'une matrice solide et d'interstices constituant l'espace poral (plus ou moins développé) rempli d'un ou plusieurs types de fluides. Ces fluides influent sur l'état de contraintes de la matrice solide et peuvent dans certains cas modifier le comportement global des sédiments.

Le concept de la contrainte effective a été introduit par Von Terzaghi. Depuis son introduction, elle a été largement vérifiée et utilisée dans les lois de comportement des matériaux. De manière plus générale, elle contrôle également le comportement des failles et fractures remplies de fluide interstitiel. La contrainte effective est définie sous forme de tenseurs par :

$$\boldsymbol{\sigma}' = \boldsymbol{\sigma} - P_f \cdot \mathbf{Id} \quad (1)$$

Avec  $\boldsymbol{\sigma}'$ , pour le tenseur des contraintes effectives,  $\boldsymbol{\sigma}$  le tenseur des contraintes totales,  $P_f$  pour la pression des fluides et  $\mathbf{Id}$  la matrice identité.

La pression du fluide ne joue que perpendiculairement aux surfaces et s'ajoute à la contrainte effective normale transmise par le solide. En revanche elle ne modifie pas les contraintes cisillantes. On peut donc écrire l'équation précédente sous la forme :

$$\sigma = \sigma' + P_f \quad \text{et} \quad \tau = \tau' \quad (2)$$

Avec  $\sigma$  et  $\sigma'$  les contraintes normales totales et effectives.  $\tau$  et  $\tau'$ , les contraintes cisillantes totales et effectives. Dans une représentation de Mohr, les états de contraintes totales et effectives apparaitront sous la forme de deux cercles décalés de la pression de fluide (Figure 2). L'état de rupture sera évalué en comparant le cercle des contraintes effectives avec l'enveloppe de rupture du matériau.

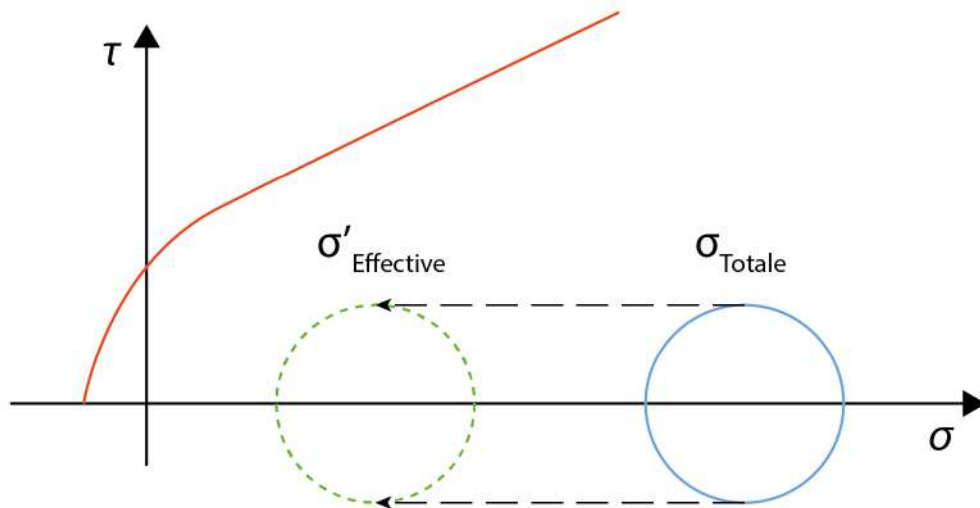


Figure 2 : Schéma représentant l'état des contraintes totales (cercle bleu) et l'état des contraintes effectives (cercle vert) dans un cercle de Mohr.  $\tau$  représente le cisaillement et  $\sigma$  la contrainte normale.

S'il est facile de comprendre la signification de la contrainte effective dans les milieux granulaires à contacts ponctuels (Mourgues, 2004), cela est plus délicat lorsque les contacts ne sont plus ponctuels voire le milieu non granulaire. Dans ce cas, il a été proposé des expressions plus généralisées de la contrainte effective telles que :

$$\sigma''_n = \sigma_n - K \cdot P_f \quad (3)$$

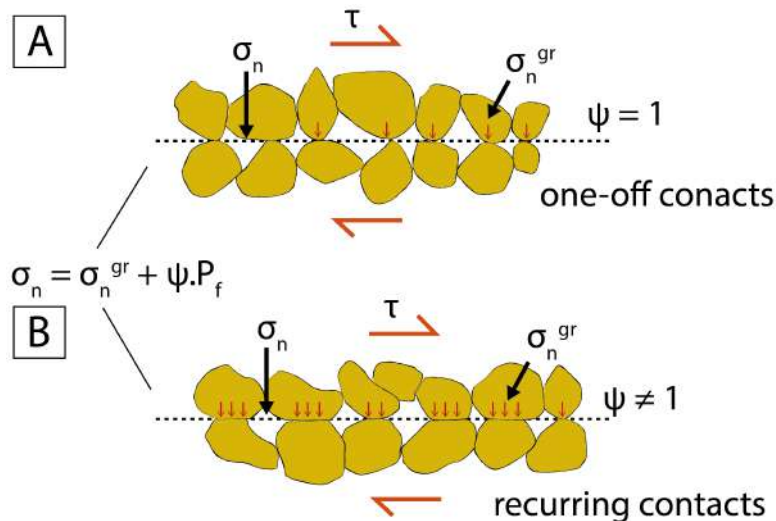


Figure 3 : Influence de la taille des contacts entre grains sur la définition de la contrainte effective. A. Dans le cas de contacts ponctuels, la contrainte effective correspond à la contrainte inter-granulaire. B. Dans un cas contraire, la contrainte effective ne correspond plus à la force mise en jeu lors d'un cisaillement. Son interprétation et sa justification sous sa forme classique sont alors plus délicates. Avec  $\sigma_n^{gr}$  et  $\sigma_n$  les contraintes inter-granulaire et totale normales à la surface de cisaillement,  $\tau$  la contrainte cisailante nécessaire au glissement,  $P_f$  la pression des fluides et  $\psi$  la porosité surfacique. Modifié d'après Mourgues, (2003).

Avec  $K$  est un coefficient résultant d'une surface de contact entre des grains non ponctuelle (Skempton, 1984). Skempton (1984), en est arrivé à la conclusion que la contrainte effective, était valable lorsque les grains étaient incompressibles (contacts non-ponctuels, Figure 3 A). Dans le cas contraire (contacts ponctuels conservés, Figure 3 B), la contrainte normale effective  $\sigma''_n$  était préférable. Cependant, de nombreux tests et expériences menés sur des sols ou roches saturées (Bishop and Skinner, 1977; Handin et al., 1963) ont montré que la contrainte effective, sous sa forme classique, contrôlait la résistance au cisaillement des matériaux granulaires, mais également ceux montrant des contacts intergranulaires non ponctuels et même ceux ne présentant aucune structure granulaire (Mandl, 1988).

Outre le concept de contrainte effective, l'équation d'équilibre des contraintes écrite en système quasi-statique introduit un couplage entre pression de fluide et contraintes. Écrite en contraintes totales, cette équation prend la forme de :

$$\text{div } \sigma = \rho g \quad (4)$$

Avec  $\sigma$  le tenseur des contraintes,  $\text{div } \sigma$  représente le bilan des forces de surface en un point du matériau,  $\rho g$  représente l'unique force de volume appliquée au système. En introduisant le concept de contraintes effectives, l'équation d'équilibre devient :

$$\text{div } \sigma' = \rho g - \nabla P_f \quad (5)$$

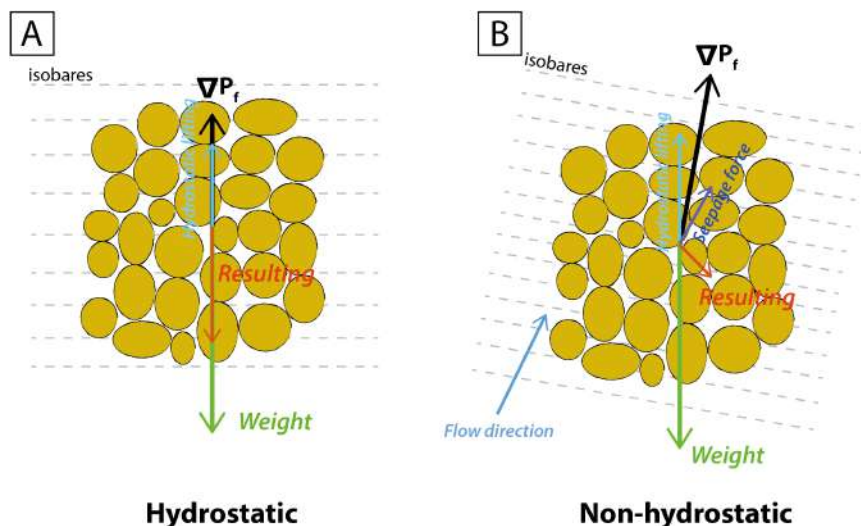


Figure 4 : Deux forces de volumes agissant sur la roche ; la gravité et la pression fluide. A. Milieu à l'état hydrostatique avec des isobares horizontaux. B. Milieu à l'état non hydrostatique avec des isobares non horizontaux introduisant une autre force qui fera varier la direction de la résultante du total des forces. Avec la gravité en vert, le gradient de pression fluide totale en noir, la pression hydrostatique en bleu, les forces d'infiltration en mauve et les forces résultantes en rouges. Modifié d'après Mourgues, (2003).



Du point de vue des contraintes effectives, la matrice solide ressent ainsi comme précédemment la gravité mais également une nouvelle force de volume : le gradient de pression de fluide. La gravité agit verticalement mais le gradient de pression de fluides pourra avoir une direction différente en fonction des sources de surpression et de la distribution des perméabilités. Si l'on imagine un gradient de pression de fluide non vertical, il est aisé de comprendre que la résultante des forces de volume appliquées à la matrice solide dépendra de l'intensité du gradient de pression (Figure 4). Il en résulte ainsi un couplage direct entre l'état de contraintes et le gradient de pression, donc de la pression.

Le gradient de pression peut également être décomposé i) en une partie hydrostatique (flèche bleue ; Figure 4) résultant de la force de gravité appliquée au fluide et ii) d'une partie non hydrostatique générant les écoulements matriciels et créant une force d'infiltration (flèche mauve ; Figure 4). :

$$\nabla P_f = \nabla P_{hydro} + \nabla P_{non\ hydro} \quad (6)$$

Il est à noter que la force d'infiltration résultant du gradient non hydrostatique (gradient des surpressions) ne dépend en aucun cas de la vitesse d'écoulement du fluide. Un effet de ce couplage entre contraintes et gradients de surpression de fluide non vertical est illustré par la formation de failles normales listriques dans le cas d'un système penté comme démontré par Mourgues et Cobbold (2003) et prédit par Mandl et Crans (1981). Les conditions considérées aux limites du système (déformation nulle ou contraintes invariantes) conditionnent également le couplage entre pression de fluide et contraintes.

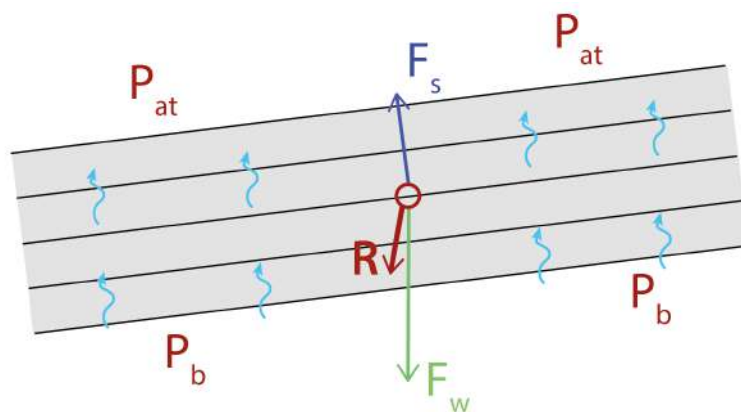


Figure 5 : Schéma de la réorientation des contraintes principales et failles conjuguées en fonction du gradient de surpression (et donc des forces d'infiltrations). Plus le couplage  $P_{fluides} / \sigma_{totales}$  est fort, plus l'inclinaison de l'angle de la faille augmente. Modifié d'après Mourgues et al., (2003). Avec  $P_{at}$  la pression de fluide atmosphérique,  $P_b$  la pression de fluide à la base du modèle,  $F_s$  les forces d'infiltration,  $F_w$  le poids et  $R$  la résultante des forces.

L'effet de couplage entre pression de fluide et contraintes est un élément important à prendre en compte lorsque l'on souhaite prédire le mode de fracturation liée à une augmentation de la pression de fluide (c.f. [chapitre I partie 1 paragraphe I.B.3.b](#)).

## 2. Critère de rupture hydraulique

En 1965 puis 1969, Secor ([Secor, 1969](#); [Secor, 1965](#)) a examiné la genèse de certains joints à la lumière des travaux sur la fracturation hydraulique d'Hubbert and Willis (1957) et des développements mécaniques d'Hubbert and Rubey (1959) sur les surpressions de fluide. Selon Secor, certains joints, appelés fractures hydrauliques naturelles (Natural Hydraulic Fractures = NHF), se forment dans des conditions in-situ caractérisées par une pression de fluide interstitielle supérieure à la contrainte compressive maximale  $\sigma_{\max}$  (Figure 6). Le critère largement admis aujourd'hui pour la naissance d'une fracture hydraulique planaire en tension dans un milieu isotrope et anisotrope est :

$$P_f > \sigma_3 + \tau \quad (7)$$

Avec  $\sigma_3$  la contrainte totale principale minimale et  $\tau$  la résistance en tension de la roche (en supposant une enveloppe de rupture de type Griffith).

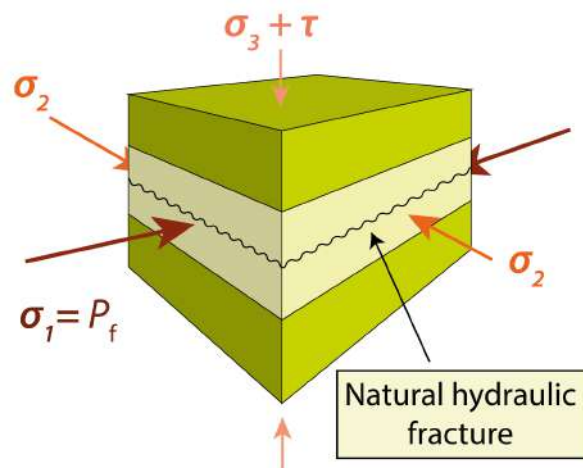


Figure 6 : Bloc 3D représentant une fracture hydraulique naturelle, perpendiculaire à  $\sigma_3 + \tau$  se développant dans la direction de  $\sigma_1 = P_f$ .

En développant le modèle de NHF (Figure 6), Secor introduit le concept de « contrainte de volume sur la croissance des fractures », à savoir que le volume de fluide à l'intérieur de la fracture est à tout moment égal au volume de la fracture. Il existe ainsi deux sources possibles d'apport de fluide pour l'initiation de la fracturation hydraulique. Soit le **système est ouvert** (Figure 7 A) et le fluide provient d'une source externe (e.g. chambre magmatique, injectites), soit le **système est fermé** (Figure 7 B) et le fluide provient du milieu poreux l'entourant. Si dans le premier cas, la croissance de la fracture est contrôlée par la vitesse d'injection du fluide externe (comme c'est le cas par exemple lors de fracturation induite depuis un forage), la croissance des fractures hydrauliques naturelles dépendra de la vitesse de mobilisation de fluide au travers le milieu poreux alentours.



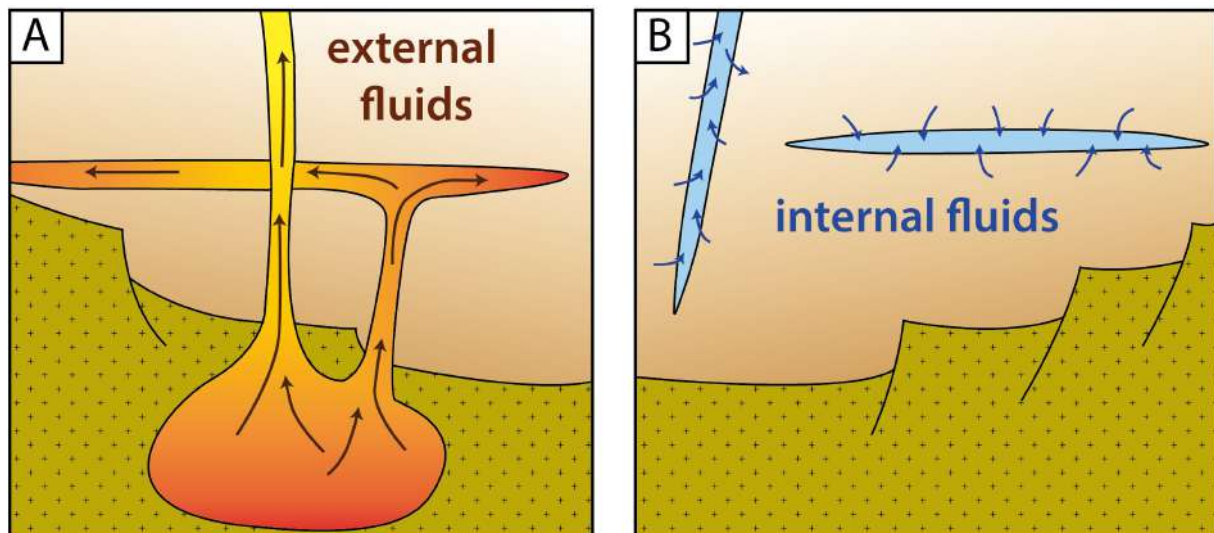


Figure 7 : A. Fracture hydraulique générée dans un système ouvert, le fluide provient de l'extérieur de la formation, en l'occurrence une chambre magmatique. B. Fracture hydraulique générée dans un système fermé, le fluide provient de l'extérieur de l'intérieur de la formation, en l'occurrence des fluides diagénétique piégés dans la roche encaissante.

### 3. Paramètres influençant la fracturation hydraulique naturelle

#### a. Effet de la contrainte différentielle sur le mode de fracturation hydraulique

En appliquant un critère de rupture de Griffith-Coulomb exprimé en contraintes effectives (Secor, 1965), il est aisé de montrer que le mode de fracturation dépend étroitement de l'état de contrainte différentielle  $\sigma'_d = \sigma'_1 - \sigma'_3$  (Cosgrove, 2001; Jaeger and Cook, 1969; Jaeger et al., 2009; Mourgues et al., 2011).

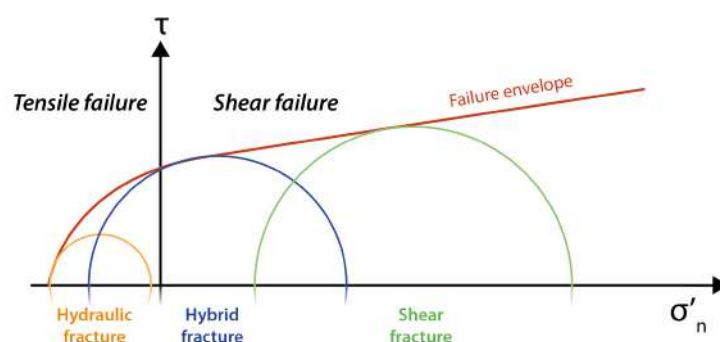


Figure 8 : Différents états de contraintes représentant le mode de fracturation représentés sur le cercle de Mohr.

Les différents modes de fracturation sont illustrés sur la Figure 8. L'état de contraintes effectives différentielles dépend de la profondeur, de l'état de contraintes tectoniques mais également de la pression de fluide lorsqu'il existe un couplage mécanique entre pression de fluide et contraintes (Cobbold and Rodrigues, 2007; Hillis, 1998, 2003; Mourgues et al., 2011).

## b. Couplage pression/contraintes

Lorsque l'état de contrainte totale peut être supposé fixe, il est aisé de prédire le mode de fracturation résultant d'une augmentation de pression de fluide. Dans un diagramme de Mohr, cela s'illustre par un décalage progressif du cercle de Mohr vers la gauche, sans variation du diamètre. Le mode de fracturation (Cisaillement, traction etc...) peut ainsi être prédit à partir de l'état de contrainte différentielle de départ ([Cosgrove, 1995](#); [Cosgrove, 2001](#); [Hobbs et al., 1976](#); [Secor, 1965](#)) (Figure 9 A).

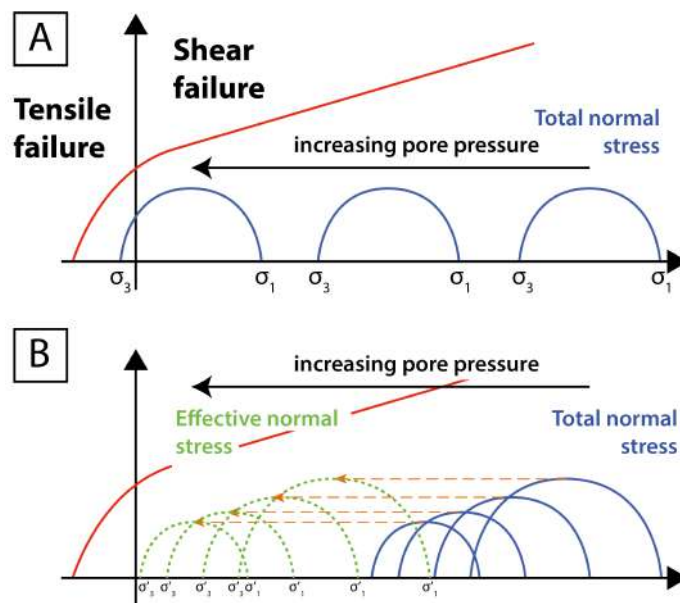


Figure 9 : A. Cas sans un couplage  $P_{\text{fluides}} / \sigma_{\text{totales}}$ . Évolution de l'état de contrainte avec des  $\sigma_{\text{totales}}$  fixes n'impliquant pas un changement de l'état de contrainte totale lorsque la pression des fluides augmente. B. Cas avec un couplage  $P_{\text{fluides}} / \sigma_{\text{totales}}$ . Évolution de l'état de contrainte avec des  $\sigma_{\text{totales}}$  non constantes impliquant un changement de l'état de contrainte totale lorsque la pression des fluides augmente. Modifié d'après Hillis et al., (2003).

Cependant, dans la plupart des cas naturels, l'état de contraintes totales est étroitement couplé avec la pression des fluides ([Breckels and Van Eekelen, 1982](#); [Hillis, 1998](#); [Lorenz et al., 1991](#)), ce qui rend plus difficile la prédiction du mode de fracturation (Figure 9 B). La prise en compte du couplage  $P_{\text{fluides}} / \sigma_{\text{totales}}$  devient donc cruciale, notamment pour évaluer la pression de fluide nécessaire à la rupture.

L'équation d'équilibre des contraintes (5) vue au [chapitre I partie 1 paragraphe B1](#) nous a montré comment les fluides, par l'intermédiaire des gradients de pression, pouvaient amener à un tel couplage. Celui-ci dépend également des conditions aux limites du système considéré. Mourgues et al., 2011 ont ainsi mis en évidence comment la distribution des surpressions de fluides (localisées ou distribuées à l'échelle du bassin) impactait le couplage

$P_{\text{fluides}} / \sigma_{\text{totales}}$  et, par conséquent le mode de fracturation dans un bassin non soumis à des contraintes tectoniques.

Le couplage le plus fort (Mourgues et al., 2011) se produit ainsi dans un bassin où les surpressions sont distribuées latéralement (Figure 10 A). Dans ce cas, lorsque la pression des fluides augmente, le cercle des contraintes effectives est progressivement décalé vers la gauche et le rayon est réduit, de telle sorte que pour une pression de fluide égale à la pression hydrostatique, l'état de contraintes effectives est nul (Figure 10 B). Lorsque la pression de fluide  $P_f$  devient supérieure au poids, le milieu n'est plus soumis à une résultante des forces de volume dirigée vers le bas mais à une force résultante dirigée vers le haut. Le cercle de Mohr passe alors dans le domaine des tensions et la contrainte minimale devient verticale. La fracturation induite se produit ainsi horizontalement.

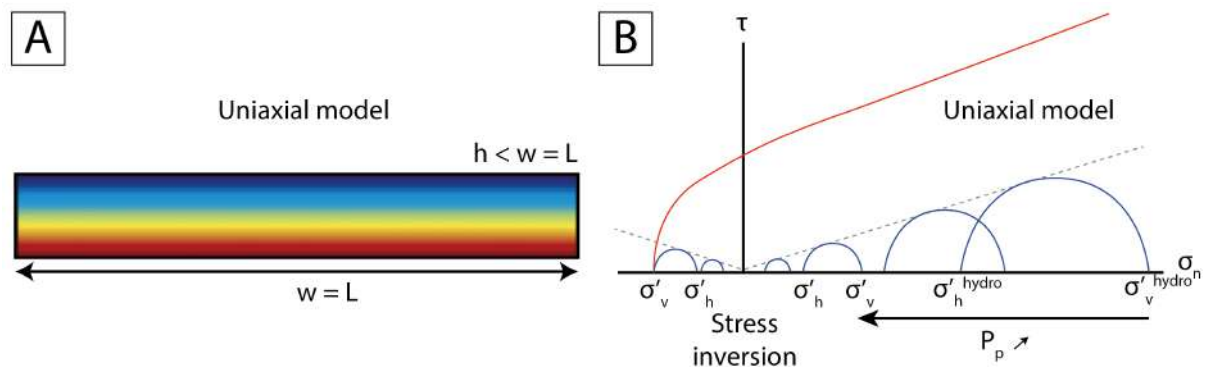


Figure 10 : Résultats des prédictions numériques et analytiques sur le couplage entre la pression des fluides et les contraintes effectives pour une distribution homogène de la pression des fluides dans un bassin. Les prédictions sont faites en supposant une rhéologie élastique et aucune déformation sur les limites latérales du modèle. A. Modèle numérique de la distribution de la surpression des fluides pour un modèle uniaxial. B. Évolution des contraintes effectives du cercle de Mohr pendant l'augmentation de la pression des fluides. Modifié d'après Mourgues et al., (2011).

Ce mécanisme est l'explication fournie par Cobbold and Rodrigues (2007) pour expliquer la formation des beef dans les shales. Selon ce modèle, la formation des beef requiert donc une pression de fluide supérieure à la pression lithostatique, ce qui constitue une condition de forte.

Lorsque que l'augmentation de pression se fait façon plus localisée, le couplage est moindre (Figure 11 A). Dans ce cas-là, le cercle de Mohr lors de l'augmentation de la pression de fluide ne passe plus par zéro (Figure 11 B). L'enveloppe de rupture peut donc être atteinte sans inversion des contraintes. Dans ce contexte, la fracturation horizontale n'est pas possible (Mourgues et al., 2011) et la fracturation verticale ou en cône prédomine

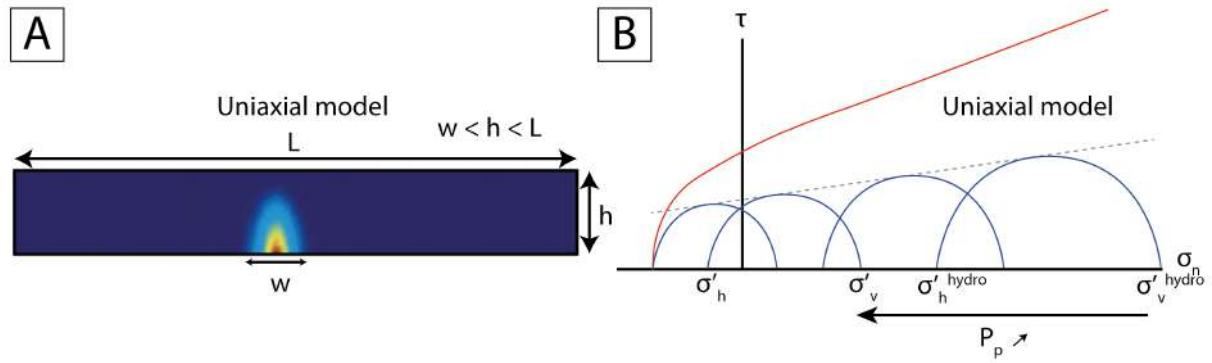


Figure 11 : Résultats des prédictions numériques et analytiques sur le couplage entre la pression des fluides et les contraintes effectives pour une distribution inhomogène de la pression des fluides dans un bassin. Les prédictions sont faites en supposant une rhéologie élastique et aucune déformation sur les limites latérales du modèle. A. Modèle numérique de la distribution de la surpression des fluides en un point donné. B. Évolution des contraintes effectives du cercle de Mohr pendant l'augmentation de la pression des fluides. Modifié d'après Mourgues et al., (2011).

### c. Anisotropie de la roche

L'anisotropie mécanique des matériaux, quelle que soit son échelle, constitue un paramètre de première ordre contrôlant l'orientation des fractures hydrauliques puisqu'elle définit des orientations préférentielles de faiblesse mécanique. Cette anisotropie peut concerner les paramètres avant la rupture (anisotropie des paramètres élastiques par exemple) mais également les paramètres de rupture eux-mêmes (Figure 12) (anisotropie de résistance en tension qui permettra l'ouverture de la roche). Il est important de noter que l'anisotropie est plus forte dans les shales riches en matière organique ([Singer and Le Bissonnais, 1998](#); [Wuddivira and Camps-Roach, 2007](#)).

La Figure 12 montre comment une fracture hydraulique en tension peut apparaître parallèlement à une stratification horizontale dans un contexte où la contrainte principale maximale reste verticale. L'apparition d'une fracture hydraulique horizontale dans ce contexte obéit ainsi à la condition ([Gressier et al., 2010](#); [Price and Cosgrove, 1990](#)) :

$$\sigma'_v - \sigma'_h < T_{\parallel} - T_{\perp} \quad (8)$$

Avec  $T_{\parallel}$  la résistance en tension mesurée parallèlement à la stratification (contrôlant une ouverture de fracture perpendiculaire à la stratification) et  $T_{\perp}$  la résistance en tension mesurée perpendiculairement à la stratification (contrôlant l'ouverture d'un joint parallèle à la stratification).

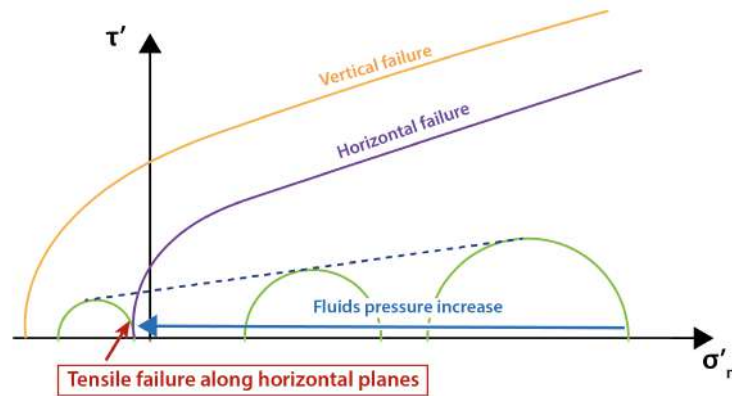


Figure 12 : Cercle de Mohr représentant l'état de contrainte nécessaire pour générer une fracture hydraulique en tension parallèle à la stratification horizontale dans un contexte où la contrainte principale maximale est verticale. Pour la fracture horizontale, l'enveloppe de rupture ne passe pas directement par zéro, sachant qu'il y a toujours un minimum de résistance en tension malgré l'anisotropie de la roche.

#### d. La perméabilité des matériaux

La pression de fluide interstitiel dans les bassins sédimentaires peut dépasser celle prévue par le gradient hydrostatique (Neuzil, 1995; Swarbrick et al., 2002) atteignant localement des valeurs suffisamment élevées pour fracturer la roche (Cobbold and Rodrigues, 2007). La génération de fractures hydrauliques naturelles en réponse à des surpressions de fluide interstitiel est reconnue et discutée depuis plus de 50 ans, mais les conditions dans lesquelles ces fractures se forment demeurent mal comprises pour modéliser de façon précise leur emplacement ou leur densité dans, par exemple, un bassin sédimentaire en évolution (Boutt et al., 2009). Ainsi, les géologues structuraux interprètent couramment les fractures en extension trouvées dans les bassins sédimentaires comme des fractures hydrauliques naturelles (Bahat et al., 2003; Capuano, 1993; Cruikshank et al., 1991; Engelder and Lacazette, 1990; Foxford et al., 2000). Les hydro géologues font référence aux fractures hydrauliques naturelles pour atténuer les effets des fortes concentrations de pression du fluide interstitiel dans les bassins grâce à une perméabilité accrue (Bradley and Powley, 1994; L'Heureux and Fowler, 2000; McPherson and Bredehoeft, 2001; Roberts and Nunn, 1995). Il apparaît qu'un lien explicite entre l'hydraulique et la mécanique dans la formation des fractures fait défaut.

#### e. Contrôles géologiques de l'espacement des fractures

Les contrôles géologiques sur l'espacement des fractures dans les systèmes de roches sédimentaires ont été établis par Nelson, (2001). Il s'agit de i) la composition de la roche, ii) la " texture " de la roche (taille des grains et sa porosité), iii) la position structurale dans un bassin, et iv) la stratigraphie mécanique (Nelson, 2001). Le contrôle géologique le plus souvent cité, et sans doute le mieux documenté, sur l'espacement des fractures dans les roches sédimentaires est v) l'épaisseur de la couche mécanique sollicitée lors de la fracturation. Les

couches mécaniques sont des lits sédimentaires hétérogènes, avec une rhéologie propre, interstratifiées les unes au-dessus des autres ([Hooker et al., 2013, 2014](#)). Dans la Figure 13, une alternance entre des shales argileux et des bancs carbonatés limite les clusters de fractures. Dans le cas d'un système stratifié dont l'espacement des fractures par rapport à l'épaisseur de la couche est inférieur à une valeur critique, les points d'initiation de remplissage des fractures sont plus susceptibles de se trouver près des interfaces qu'au cœur de la couche fracturée. L'espacement des fractures diminue en même temps que l'épaisseur de la couche mécanique. Pour qu'une fracture au milieu de la couche fracturée se propage, sa hauteur doit être supérieure à une taille critique. Cette dernière diminue quand rapport de l'espacement des fractures sur l'épaisseur de la couche augmente ([Bai and Pollard, 2000](#); [Gross et al., 1997](#); [Huang and Angelier, 1989](#); [Ladeira and Price, 1981](#); [Narr and Suppe, 1991](#); [Price, 2016](#)).

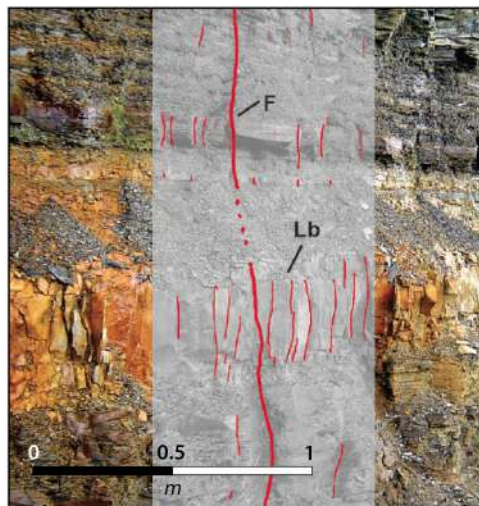


Figure 13 : Limitations de la propagation des fractures en fonction des différentes rhéologiques des bancs dans les shales argileux d'Albanie. Certaines fractures sont limitées par le sommet et la base des bancs tandis que d'autres traversent de multiples bancs. Lb= limite de banc et F correspond à une fracture traversant plusieurs bancs. La classification des fractures a été faite selon les définition de Hooker et al.,(2013). La photo a été modifiée d'après Gale et al., (2014).

## C. Différences entre la fracturation hydraulique naturelle et fracturation hydraulique induite

Les caractéristiques et la géométrie du réseau de fractures hydrauliques induites sont fonction i) de l'état de contrainte in situ, ii) des contraintes des ombres de pression, iii) de l'anisotropie de formation, iv) du ratio de pression dépendant des propriétés mécaniques des roches, iv) de l'orientation des puits de forage et v) du réseau de fractures naturelles ([Huang et al., 2014b](#); [Safari et al., 2013](#)). En particulier, les fractures naturelles soumises à une contrainte critique et leur réactivation/interaction avec les fractures hydrauliques induites sont



d'une grande importance pour comprendre et modéliser la réponse d'un réservoir fracturé naturellement à la stimulation par fracturation hydraulique induite. Cette interaction peut déterminer les modèles de réseau de fractures qui en résultent et contrôler l'étendue de la fracturation ([Cottrell et al., 2013](#); [Huang et al., 2014b](#); [Olson and Dahi-Taleghani, 2010](#)). La fracturation hydraulique dans les réservoirs de gaz au sein des shales donne souvent lieu à des géométries de réseau de fractures complexes ([Fisher et al., 2002](#); [Maxwell et al., 2002](#); [Weng et al., 2011](#)), s'écartant de la géométrie de fracture planaire supposée conventionnelle (Figure 14A).

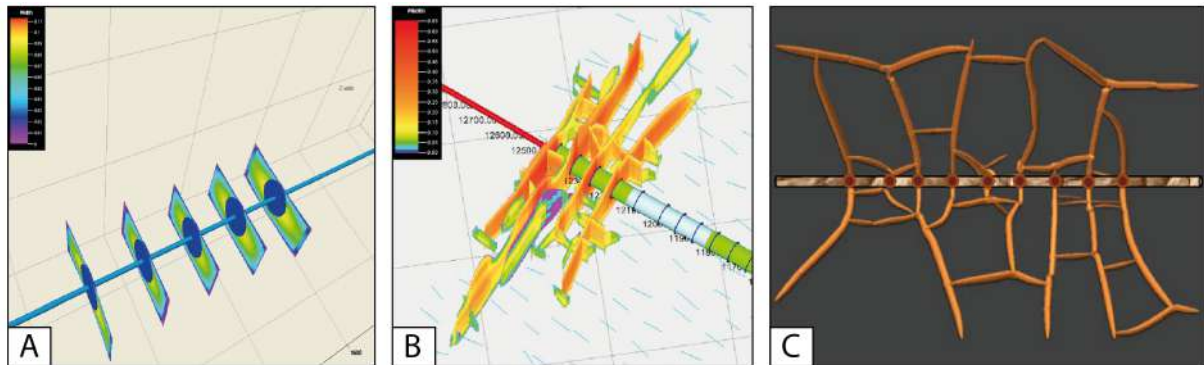


Figure 14 : A. Simulation de la géométrie des fractures induites idéalisées sans fractures hydrauliques naturelles dans un forage horizontales ([Yew and Weng, 2014](#)). B et C. Complexité des fractures induites due à l'interférence mécanique entre les fractures hydrauliques naturelles le long d'un puits horizontal ([Huang et al., 2014a](#); [Yew and Weng, 2014](#))

L'interférence mécanique entre les fractures hydrauliques naturelles et induites peut conduire à une propagation non planaire et à une déviation de l'étendue de la fracture induite par rapport à une trajectoire plane (comme indiqué Figure 14 B & C). Les fractures peuvent diverger, converger et s'unir pour former des modèles relativement complexes. Cette interaction est principalement fonction des propriétés mécaniques de la roche, de l'état de contrainte in situ, de l'espacement des points d'injection d'eau, de l'épaisseur de la couche et bien sûr de la distribution dans l'espace du réseau de fractures hydrauliques naturelles ([Osipov, 2017](#); [Yew and Weng, 2014](#)). De plus, l'angle entre les fractures et l'épaisseur de la fracture naturelle a un impact de premier ordre sur le croisement, la déviation ou l'arrêt de la fracture hydraulique au niveau de la fracture naturelle ([Lee et al., 2015](#)).

En présence d'un réseau de fractures naturelles bien développé (e.g. les shales du Barnett ([Gale et al., 2007](#)), la géométrie non planaire et complexe des fractures pourrait également être due à la réactivation des fractures naturelles et à leur interaction avec les fractures hydrauliques en propagation. Ces phénomènes de réactivation et/ou d'interaction sont parmi les facteurs les plus importants qui contrôlent la complexité des fractures. Cette complexité dépend i) de l'anisotropie des contraintes in situ, ii) de l'orientation naturelle des fractures avec la complexité du réseau, iii) de la résistance au frottement de l'interface des fractures et iv) des propriétés de la roche encaissante et des fluides ([Huang et al., 2014b](#); [Renshaw and Pollard, 1995](#); [Weng et al., 2011](#)).

## D. Synthèse

- Les fractures hydrauliques naturelles sont **nombreuses dans les bassins sédimentaires**. Elles se présentent sous **diverses formes** avec des **fluides variés** (fluides diagénétiques, hydrocarbures, magma...). Elles se génèrent lorsque la pression de fluide  $P_f > \sigma_3 + \tau$ .
- En mécanique, une roche est constituée d'une fraction solide et d'une fraction liquide comblant la porosité de la fraction solide. Les forces s'exerçant sur ces deux paramètres influenceront la fracturation hydraulique.
  - Partie solide - La **contrainte effective** correspond à la contrainte sur la charge granulaire (surface de contact des grains) et régit la **déformation du milieu solide**. Elle contrôle le comportement des fractures remplies de fluide interstitiel.
  - Partie liquide - Les **forces d'infiltration** vont modifier le gradient de pression des fluides en contrebalançant le poids des sédiments sus-jacents. La nature des contraintes en sera affectée.
  - Ensemble de la roche – La charge / fraction solide subit deux **forces de volumes**, i) la **gravité** et ii) le **gradient de pression**. La gravité agit verticalement. Le gradient de pression des fluides aura une direction différente en fonction des états de contraintes de la roche. Les pressions de fluides vont donc modifier l'état de contrainte total en modifiant l'état de contrainte de volume s'exerçant sur la fraction solide. La résultante des forces prend en compte i) le **poids de la colonne sédimentaire sus-jacente** et ii) Le **gradient de pression des fluides** (hydrostatiques + forces d'infiltrations). Le **couplage**  $P_{\text{fluides}} / \sigma_{\text{totales}}$  empêche de déduire le mode de fracturation de la roche à l'état stable car la contrainte différentielle diminue lorsque la pression des fluides augmente. La prise en compte du couplage  $P_{\text{fluides}} / \sigma_{\text{totales}}$  conduit également à une augmentation significative de la pression des fluides avant la rupture de la roche.
- Les principaux facteurs contrôlant la génération des fractures hydrauliques sont :
  - Les effets de la **contrainte différentielle**
  - Le couplage **couplage**  $P_{\text{fluides}} / \sigma_{\text{totales}}$  sur la répartition de la pression
  - L'**anisotropie**, augmentant dans les roches **riches en matière organique**
  - La **perméabilité** de la roche encaissante contrôlant l'écoulement des fluides
  - L'**espacement des fractures** dans la roche encaissante
  - Le **taux de croissance quasi-statique**
- Les **fractures hydrauliques naturelles (NHF)** jouent un rôle dans le contrôle des fractures **hydrauliques induites (IHF)** complexifiant leur réseau dans l'espace.
  - Les NHF sont des **plans de faiblesse** en et se font réactiver par les IHF
  - Les NHF cimentées seront des **barrières** lors de l'expansion des IHF
  - La taille des NHF jouera sur la **taille** de IHF

La fracturation hydraulique nécessite une **forte pression de fluide**, notamment dans le modèle de **fracturation horizontale** où elle doit être **supérieure à la pression lithostatique** dans un milieu **isotrope** et **anisotrope**.



## II. Origine des surpressions de fluide dans les bassins sédimentaires

### A. Introduction

Les surpressions de fluide (pression supérieure à la pression hydrostatique) sont très courantes dans les bassins sédimentaires ([Osborne and Swarbrick, 1997](#)). Elles sont récurrentes dans la quasi-totalité des sédiments avec des intensités plus ou moins variables. Les évidences de ces surpressions de fluides sont nombreuses ([Yassir et al., 2002](#)). Leurs expressions peuvent prendre différentes formes, à différentes échelles, et s'observent parfois facilement à travers les paysages. Injectites (Figure 15 A), geysers (Figure 15 B), volcans de boue (Figure 15 C) sont des exemples classiques de phénomènes associés à de fortes pressions de fluide. Les surpressions se rencontrent aussi bien dans les bassins (Mer du Nord, Golfe du Mexique...) que dans les deltas où les taux de sédimentation sont importants et où de grandes instabilités gravitaires peuvent être des conséquences (Amazone, Niger, Nil...) ([Cobbold et al., 2009](#); [Cobbold et al., 2004](#); [Stricker and Jones, 2018](#)). Elles se rencontrent également dans des environnements tels que les prismes d'accrétion et les chaînes d'avant pays ([Byrne and Fisher, 1990](#); [Cobbold, 2005](#); [Cobbold et al., 1999](#); [Cochrane et al., 1994](#); [Dahlen et al., 1984](#)).

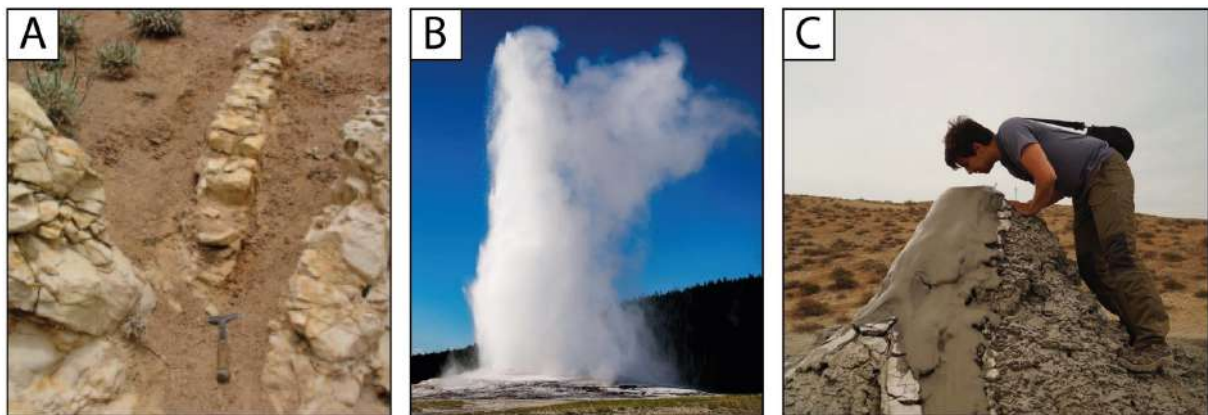


Figure 15 : A. Injectite de sable dans les Macra Shales, Californie, USA ([Scott et al., 2013](#)). B. Geysers dans le parc de Yellowstone, USA ([Bryan, 2008](#)). C. Volcan de boue, bassin Caspien du Sud, Azerbaïdjan ([Blouin, 2019](#)).

Elles peuvent être présentes dans toutes les zones impliquant des sédiments de **très faible perméabilité** et résultent, pour la plupart, de la **compaction des sédiments** et de la **génération d'hydrocarbures** en profondeur ([Swarbrick and Osborne, 1998b](#)). Il est important de noter que, dans ces contextes souvent générateurs d'hydrocarbures, les phénomènes de surpressions sont fortement étudiés en raison des difficultés qu'elles procurent lors des forages. Les roches très peu perméables, comme les roches mères, sont particulièrement sujettes à ces phénomènes ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Swarbrick and Osborne, 1998a](#); [Zanella et](#)

[al., 2014a](#); [Zanella et al., 2020](#); [Zanella et al., 2015b](#)). La raison réside dans le fait qu'elles s'opposent naturellement à la migration d'un fluide de par leur très faible perméabilité et favorisent donc l'apparition de pressions de fluide anormalement élevées. Ces roches génèrent également leurs propres fluides, comme les huiles ou les gaz qui constituent les hydrocarbures. On doit alors considérer qu'à l'intérieur même des roches mères une partie solide de la roche, la matière organique, va devenir un fluide lors de la maturation ([Swarbrick et al., 2002](#)).

Le phénomène de « surpression » de fluides se définit par : « toute pression qui dépasse celle de la colonne d'eau équivalent, à savoir la pression hydrostatique, ou de la saumure de formation qu'importe la profondeur » (Figure 16) ([Dickinson, 1953](#); [Swarbrick et al., 2002](#)). Elles représentent un équilibre dynamique entre les phénomènes qui génèrent les pressions (e.g. réduction du volume des pores ou augmentation du volume des fluides, etc...) et ceux qui les dissipent (e.g. écoulement du fluide, déformation élastique de la matrice, etc...). L'état de surpression peut ainsi être défini comme un déséquilibre résultant de la rétention d'eau. L'un des facteurs majeurs contrôlant la présence et la distribution de ces surpressions est donc la **perméabilité** qui contrôle le comportement de rétention d'eau de la roche encaissante ([Hart et al., 1995](#); [Screaton et al., 2002](#); [Swarbrick, 1999](#); [Wilkinson et al., 1997](#)).

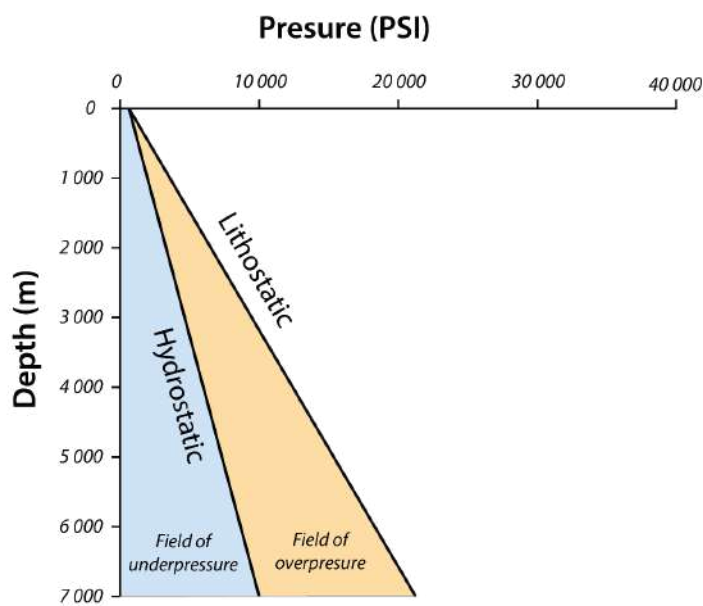


Figure 16 : Graphique des pressions vs profondeur. Les roches ayant des valeurs de pression entre le gradient hydrostatique et lithostatique, voire au-delà du lithostatique, sont considérées en état de « surpression » tandis que les roches ayant une pression se situant sous le gradient hydrostatique sont en condition de « sous pression ». Modifié d'après Swarbrick and Osborne., (1998) et Mourgues, (2004).

De nombreux bassins dans le monde contiennent des évidences de surpression : Hunt (1990) en cita près de 180 incluant les bassins américains, africains, européens, asiatiques et australiens où des surpressions de fluides avaient été observées et seulement 5 où des sous

pressions de fluides furent noté (Hunt, 1990). Depuis, de nouveaux auteurs ont décrit l'évidence de ces surpressions de fluides à travers de nombreux bassins sédimentaires à travers le monde (Figure 17) (Cobbold et al., 2009; Cobbold et al., 2013; Law and Spencer, 1998; Zanella et al., 2020; Zanella et al., 2015b). L'âge des roches dans lesquelles des évidences de surpressions ont été identifiées varient du Pléistocène au Cambrien. Les surpressions se localisent principalement dans les réservoirs carbonatés et clastiques. De plus, les hydrocarbures sont souvent associés à ces phénomènes de surpressions de fluides (Cobbold et al., 2004; Du et al., 1995; Qiming and Weiliang, 2000), mais pas de manière exclusive. Il ne semble pas y avoir de relation universelle entre les surpressions et les zones de rétention d'hydrocarbures (e.g. roches mères, pièges stratigraphiques, etc...) (Williamson and Smyth, 1992).

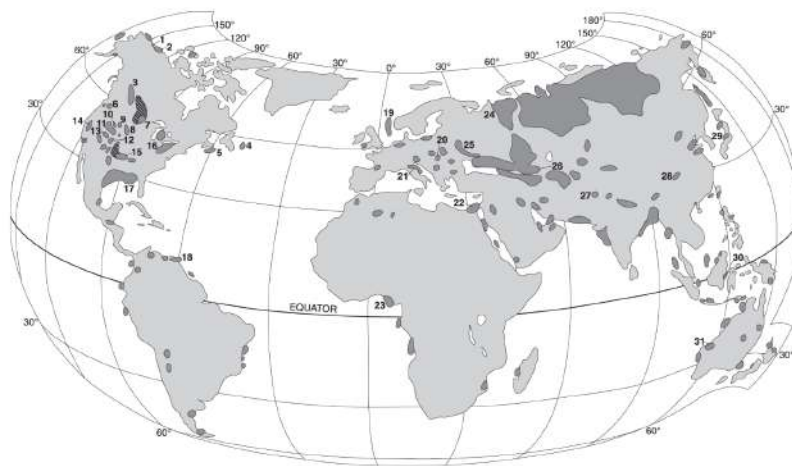


Figure 17 : Carte montrant la distribution globale des surpressions de fluides actuelles recensées et surlignées en gris foncées. Les zones trop petites pour apparaître sur la carte sont indiquées par des numéros en gras. D'après Law & Spencer, (1998). Pour connaître l'âge et la région de tous les bassins cités le lecteur est invité à se référer au tableau établi par Law & Spencer, (1998).

## B. Mécanismes de génération des surpressions

### 1. Les contraintes mécaniques

#### a. La compaction mécanique ; le déséquilibre de compaction

L'augmentation de la contrainte, en raison de l'augmentation du poids de la pile sédimentaire sus-jacente au cours de l'enfouissement, provoque un phénomène de compaction des roches réduisant ainsi le volume de pores et expulsant les fluides de bassin piégés dans la roche (Plumley, 1980; Shinn and Robbin, 1983). Le pourcentage de porosité perdu varie en fonction du type de roche affectée. Chaque type de roche possède une limite au-delà de laquelle la compaction n'a plus d'effet sur la diminution de porosité. Si la porosité

continue à diminuer, cela indique que la compaction chimique (détaillée ultérieurement dans le ce [chapitre paragraphe II.B.2.c](#)) a elle aussi joué un rôle ([Clari and Martire, 1996](#); [Croizé et al., 2010](#); [Goultly et al., 2012](#); [Schneider et al., 1996](#)). En raison du faible réarrangement des grains et de des processus de dissolution de ces derniers à leurs interfaces, la porosité des grès sous compaction diminue peu lors de l'enfouissement ([McBride et al., 1991](#)). La principale cause de la diminution de la porosité est les ciments diagénétiques ([Bjørlykke, 1983](#); [Blatt, 1979](#); [Olson et al., 2009](#)). A contrario, les argiles ont des capacités de compaction bien plus importantes et rapides que les grès en raison du réarrangement de leurs grains et de leur ductilité.

A des conditions de faible enfouissement, l'équilibre entre la pression exercée par le poids des sédiments sus-jacents (la pression lithostatique) et la réduction du volume de la porosité dans une roche contenant des fluides peut être plus facilement maintenue. En revanche, un enfouissement rapide induit une expulsion des fluides en réponse de l'augmentation rapide de la pression lithostatique. Lorsque le fluide ne peut pas être expulsé aussi rapidement, la pression des fluides augmente et se place dans un état dit de « déséquilibre de compaction » ([Moore and Vrolijk, 1992](#); [Smith and Wiltschko, 1996](#); [Wang et al., 1990](#)).

#### *b. La tectonique compressive latérale*

Les mêmes principes de génération de surpressions dues à des phénomènes de compaction de déshydratations incomplètes s'appliquent lors de la diminution du volume de pores en contexte de tectonique compressive latérale. Les surpressions induites par des contraintes latérales se localisent dans les zones de failles ainsi que leurs roches encaissantes ([Berry, 1973](#); [Byerlee, 1993](#)). Des travaux ont notamment montré que les surpressions peuvent s'accumuler dans des roches de bassins d'avant pays ([Ge and Garven, 1992](#); [Meng et al., 2017b](#); [Qiming and Weiliang, 2000](#); [Zanella et al., 2020](#)). Plus rarement, il existe des rejets de fluides en surpression associés à des tremblements de terre et des ruptures de failles ([Mukerji et al., 2002](#); [Tinivella, 2002](#)). Les surpressions peuvent aussi survenir dans les prismes d'accrétions sédimentaires en contexte de subduction, où la compression horizontale se retrouve couplée au poids des sédiments accrétés sus-jacents ([Byrne and Fisher, 1990](#); [Davis et al., 1983](#); [Deville et al., 2006](#); [Neuzil, 1995](#); [Screaton et al., 2002](#)). L'apport des contraintes horizontales sur les marges continentales passives et les bassins intracratoniques est faible, mais peut tout de même contribuer à des phénomènes de surpression de fluide dans les séquences sédimentaires non déformées. Les changements de contraintes en contexte intra-plaque au cours des temps géologiques peuvent aussi induire des surpressions de fluides ([Van Balen and Cloetingh, 1995](#)).

## 2. L'augmentation du volume du fluide

L'augmentation du volume des fluides est un autre mécanisme pouvant générer des surpressions. Les principaux mécanismes associés incluent i) l'augmentation de la température, ii) la transformation minérale, iii) la génération d'hydrocarbures et iv) le craquage thermique lors de la génération de gaz à partir d'huile.

### *a. Augmentation de la température (expansion thermique du fluide)*

Le principe qui régit l'expansion thermique du fluide comme mécanisme de surpression est simplifié au mécanisme de dilatation thermique de l'eau lorsqu'elle est chauffée au-dessus de 4°C. En effet, dans les conditions normales de pression, l'eau douce atteint sa masse volumique maximale d'environ 1 000 kg.m<sup>-3</sup> à 3,98 °C, il s'agit d'une anomalie dilatométrique. Le pic de densité de l'eau salée est au-dessous. Si l'eau est contenue dans une zone fermée hermétiquement et indéformable, la pression augmente rapidement ([Magara, 1974](#); [Sharp Jr, 1983](#)). Dans un espace fermé, l'augmentation de la température de l'eau induit une augmentation du volume et de ce fait la pression augmente. Une zone de transition abrupte des pressions se localise au sommet de la zone pressurisée. Pour que ce mécanisme ait lieu, deux critères doivent être remplis : i) l'environnement doit être complètement isolé (entouré d'une barrière imperméable) et ii) le volume des pores ne doit pas changer ([Barker, 1972](#)). Kennedy and Holser, (1966) illustre dans leurs travaux un diagramme de pression / température avec les lignes d'isodensité ayant un gradient géothermique imposé de 25°C / km. La profondeur et la pression étant liées, les pressions et la température d'un fluide non isolé suivent le gradient de pression hydrostatique. Ce gradient est lié au gradient géothermique impliquant que la pression reste fixe pour une température donnée. Dans le cas des fluides isolés (dans une roche très peu perméable de type shales par exemple) le système garde une densité constante car la masse du fluide reste piégée dans un volume constant. Dans cette situation, la pression et la température du fluide ne seront pas liées au gradient géothermique mais aux courbes d'isodensités.

### *b. Transformation minérale et rejet de l'eau lors de la diagénèse*

Plusieurs transformations minérales dans les sédiments impliquent le rejet de l'eau contenue dans les sédiments. L'un des exemples les plus communs est la déshydratation de la smectite (argiles très communes dans les mudstones) dont la transformation produit de l'illite et de l'eau. D'autres réactions de déshydratations sont connues dans les sédiments évaporitiques (gypse et anhydrite) ([Jowett et al., 1993](#); [Testa and Lugli, 2000](#)) et lors de la carbonatation ([Law et al., 1983](#)).

- **Déshydratation de la smectite**

Plusieurs auteurs ont suggéré que la déshydratation de la smectite présente dans les roches mères se fait en deux ou trois pulses, qui dépendent du taux d'enfouissement de la roche ([Swarbrick and Osborne, 1998b](#)), et que les eaux relâchées sont contrôlées par la génération d'hydrocarbures ([Burst, 1969](#); [Powers, 1967](#); [Saffer and McKiernan, 2009](#)). La surpression des fluides inhiberait la réaction de déshydratation, puisque les températures de déshydratation augmentent avec l'augmentation de la pression des fluides interstitiels ([Colten-Bradley, 1987](#)). La déshydratation de la smectite est donc considérée comme un facteur secondaire pour la mise en place des surpressions de fluides et peut venir se coupler aux surpressions créées par le déséquilibre de compaction.

- **Déshydratation des évaporites (gypse et anhydrite)**

La transformation du gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) en anhydrite ( $\text{CaSO}_4$ ), sous l'effet de la température résulte de la perte des molécules d' $\text{H}_2\text{O}$  du gypse, et est donc considéré comme un mécanisme important pour générer des surpressions dans séries évaporitiques. Cette réaction a lieu à des températures entre 40°C et 60°C et à des pressions atmosphériques qui peuvent générer des surpressions de fluides significatives à partir d'un enfouissement supérieur à 1 km ([Jowett et al., 1993](#); [Mouchet and Mitchell, 1989](#)).

- **Transformation smectite – illite**

En raison d'un déséquilibre de leur charge ionique, les argiles telles que la smectite peuvent absorber de l'eau ([Odom, 1984](#)). Au cours de l'enfouissement, la smectite est altérée chimiquement par l'ajout des ions d'Al et de K et la disparition des ions Na, Ca, Mg Fe et Si lors du relâchement des eaux ([Ahn and Peacor, 1986](#); [Lanson et al., 2009](#)). Ces changements permettent la transformation de smectites en illites, qui n'a pas la même capacité d'absorption de l'eau, au cours du processus d'illitisation. Les changements smectite / illite coïncident souvent aux zones à surpressions élevées ([Bruce, 1984](#)). Ces résultats restent peu concluants car la chimie exacte des réactions n'est actuellement pas connue. L'illitisation s'accompagne de changements physiques dans les sédiments ; l'effondrement de la structure des feuillets de smectite ainsi que l'échappement de l'eau piégée influencera la compressibilité du sédiment ([Katahara, 2006](#)). Si le facteur de compressibilité de la roche augmente, le poids des sédiments sus-jacents induit une compaction additionnelle impliquant l'expulsion de l'eau des smectites pour atteindre une condition d'équilibre. En revanche, si la faible perméabilité de la roche retient le fluide, les surpressions vont se générer, i.e. la déshydratation minérale induira un déséquilibre de compaction. Le relâchement de la silice peut aussi être une conséquence de l'illitisation.



### c. Génération d'hydrocarbures

La génération d'huile et de gaz résultant de la maturation du kérogène est cinématiquement contrôlée et dépendante de la combinaison du temps et de la température. Ces cinétiques totales ont été décrites pour les principaux types de kérogènes mais les cinétiques de chacune des réactions individuelles restent peu connues (Tissot et al., 1987). Les changements de composition au cours de la maturation du kérogène vont avoir des implications sur le volume total de la roche. Les deux principales réactions impliquées lors de la génération d'huile et de gaz dans une roche mère sont : i) la maturation du kérogène qui va produire de l'huile et / ou du gaz, et ii) le craquage de l'huile et du bitume en gaz. Ces réactions ont lieu à des profondeurs de 2 à 4 km et à des température allant de 70°C à 120°C pour la génération d'huile, et entre des profondeurs de 3 à 5,5 km et à des températures allant de 90°C à 150°C pour le craquage de l'huile en gaz (Figure 18) (Barker, 1990; Tissot et al., 1987; Tissot and Welte, 2013).

#### • Maturation du kérogène - génération d'huile

Il existe deux processus impliqués dans le changement de volume qui prend place pendant la maturation du kérogène et la génération de l'huile ; i) La création de fluides mobiles (huile, gaz, CO<sub>2</sub> et eaux) provenant d'un kérogène immobile et solide impliquant une variation de volume et ii) la création d'un volume de porosité qui n'est pas en équilibre avec la compaction normale des sédiments sus-jacents jusqu'à ce que les fluides aient été expulsés.

- Variation de volume lors de la maturation

Différents auteurs ont étudié le lien entre la génération des hydrocarbures et les surpressions de fluides. Meissner, (1978 a,b) a attribué la surpression à deux processus : i) l'augmentation du volume des hydrocarbures avec le résidu de la matière organique non altérée, et ii) l'initiation de l'effondrement de la structure de la

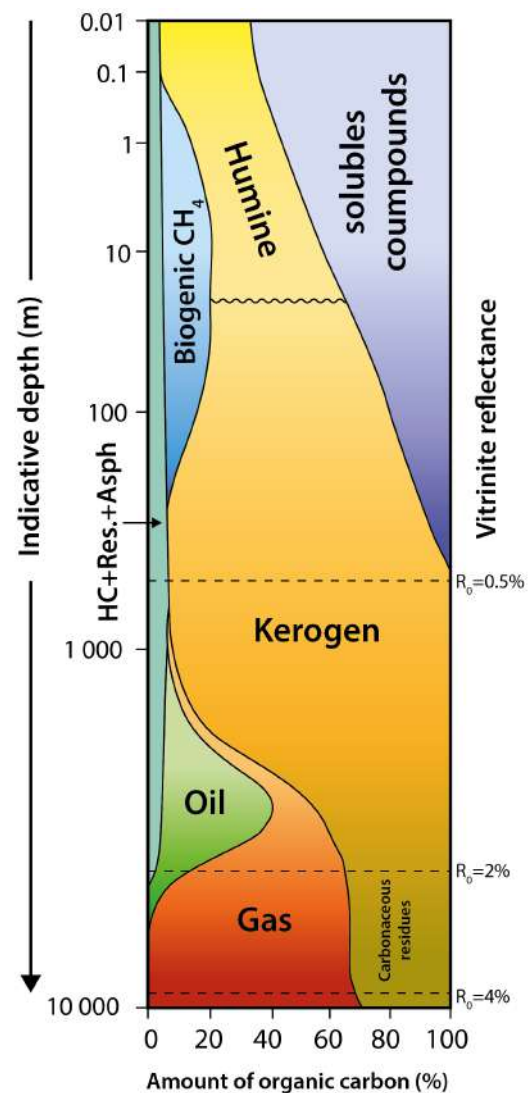


Figure 18: Évolution générale de la matière organique en fonction de la profondeur sans expulsion des hydrocarbures. Res = résines et Asph = asphaltène. Modifié d'après Tissot et Welte, 2013.

roche composée de matière organique solide (compaction chimique). Cette matière organique solide supporte en partie la pression lithostatique, induite par les sédiments sus-jacents, s'exerçant lors de la maturation sur les fluides hydrocarbonés ([Meissner, 1978a](#); [Meissner, 1978b, 1991](#)).

- **L'augmentation du volume des pores lors de la maturation**

La maturation du kérogène, matérialisé par la transformation du kérogène en une huile liquide, implique une augmentation du volume de pores. La réduction de la fraction solide, le kérogène, altère la distribution de la pression lithostatique entre le squelette solide de la roche et les fluides qu'il contient, l'huile. Lorsqu'une partie du kérogène solide va se transformer en huile, gaz à condensats et autres résidus organiques, la pression lithostatique exercée sur l'ancienne partie solide du kérogène va se répartir sur le fluide hydrocarboné généré (huile ou gaz). Si le fluide hydrocarboné se trouve dans une roche très peu perméable, annihilant sa migration, l'état de surpression de fluide va être atteint.

Swarbrick & Osborne., (2002) suggèrent que plus la roche mère est riche en kérogène, plus la pression va augmenter, en supposant que la même proportion de kérogène soit transformée. A titre d'exemple, les shales surmatures (ne générant que du CH<sub>4</sub>) et très peu perméables du Barnett présentent des zones de fortes surpressions, en ayant dépassé le gradient lithostatique et généré des micro fractures ([Romero-Sarmiento et al., 2014](#)). Pour conclure, plus roche est riche en matière organique ou kérogène primaire, plus elle sera susceptible de générer des surpressions de fluides.

Dans chaque bassin donné, la distribution des surpressions créées par les processus cités dans le [chapitre I partie 1 paragraphe II.B.4](#) (la variation du volume de la roche et l'augmentation du volume de pores au cours de la maturation) est contrôlée par la capacité d'une roche mère à mûrir. Le fait que la matière organique, donc le kérogène, ne soit pas répartie de façon homogène dans la roche, rend difficile le fait d'affirmer que ces processus soient la cause de surpressions à l'échelle régionale. En revanche, cela pourrait expliquer des surpressions locales dans des shales très peu perméables permettant une très bonne rétention des hydrocarbures générés.

#### *d. Maturation du kérogène - génération du gaz*

La maturation des roches mères produisant considérablement de gaz (e.g., le kérogène de type III formé de débris de végétaux terrestres ([Tissot and Welte, 1978, 1984](#))) engendre une augmentation significative du volume des fluides. Lors de l'entrée dans la fenêtre à gaz, le volume des fluides augmente fortement, induisant de fortes surpressions de fluides, notamment pour les gaz sec et les gaz à condensats, que ce soit pour les kérogènes de type



II (Figure 19 A & C) (Meissner, 1978a; Meissner, 1978b; Ungerer et al., 1981) ou les kéroène de type III (Guo et al., 2016; Law, 1984; Nunn, 2012).

Dans leurs travaux, Guo et al., (2016) ont calculé numériquement des équations en comparant (i) la surpression due à la production de gaz et (ii) le modèle hypothétique de mudstones ne produisant pas d'hydrocarbures (Figure 19). Dans leur modèle hypothétique de mudstones sans production d'hydrocarbures (Figure 19 A), le volume d'eau interstitielle  $V_{w1}$  est égal à la porosité des mudstones car l'espace interstitiel aurait été entièrement rempli d'eau pendant le dépôt. Le kéroène occupe un volume  $V_k$  et une masse  $M_k$ . La pression exercée dans ce modèle est la pression hydrostatique  $P_h$ . Dans ce même modèle, pour les mudstones avec production de gaz (Figure 19 B), une partie du kéroène génère de nouveaux fluides interstitiels (huile et gaz). Ces fluides occupent des volumes -  $V_o + V_g > V_k$  transformé - et des masses -  $M_o + M_g > M_k$  transformé - plus importants générant des pressions de fluides,  $P$ , qui s'ajoutent à la pression hydrostatique,  $P_h$ . L'état de surpressions de fluides est ainsi défini par l'équation  $P + P_h$ .

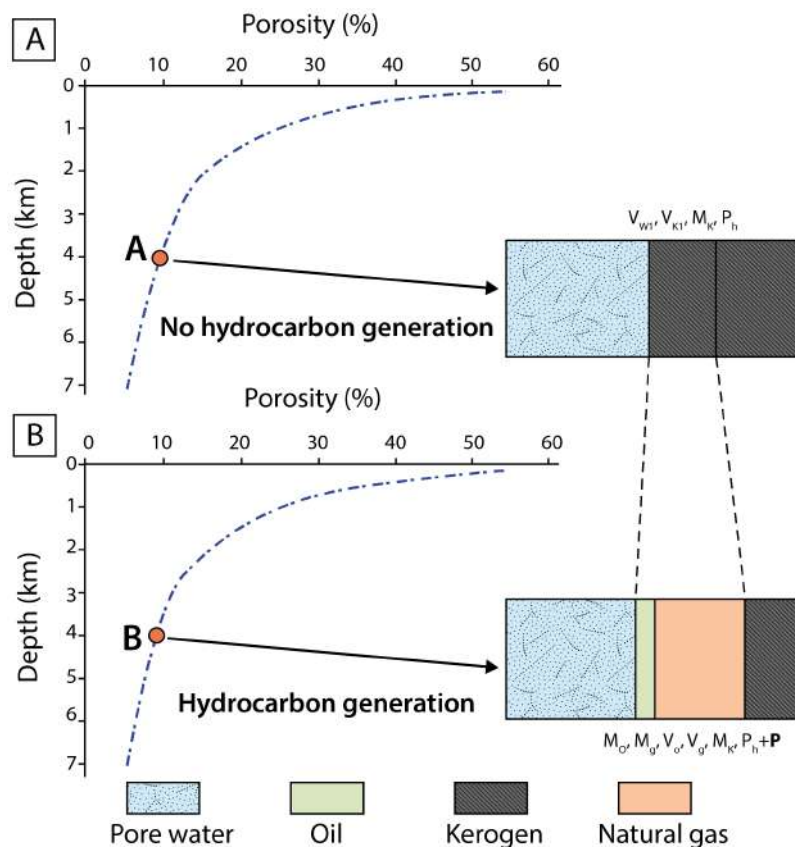


Figure 19 : Comparaison des volumes des eaux interstitielles, du kéroène et des hydrocarbures avec les pressions. Les points A et B marquent respectivement les conditions avant et après la génération des hydrocarbures. A. Modèle hypothétique de roche mère sans la génération d'hydrocarbures.  $V_{w1}$  : volume des eaux interstitielles,  $V_k$  : volume du kéroène,  $M_k$  : masse du kéroène et  $P_h$  : pression hydrostatique. Ce sont les paramètres présents dans une roche mère n'ayant pas généré d'hydrocarbures B. Génération de surpressions dues à la conversion du kéroène en hydrocarbures (huile + gaz).  $M_o$  : masse générée de l'huile,  $M_g$  : masse générée du gaz,  $V_o$  : volume généré de l'huile,  $V_g$  : volume généré du gaz et  $P$  : surpressions créées par la génération de l'huile et du gaz. Il est à noter que le gaz occupe un volume bien plus important que l'huile. Modifié d'après Guo et al., (2016).

La distribution de ces surpressions résultant de l'augmentation du volume des fluides reflète la profondeur et la température aux quelles la maturation du kérogène peut s'effectuer ainsi que la localisation des roches mères dans lesquelles ces variations de volumes se sont faites ([Swarbrick and Osborne, 1996](#)). Indépendamment de tout changement de volume, la présence de phases huileuses et de gazeuses non miscibles avec l'eau, en particulier dans les roches à grains fins telles que les roches mères, réduit considérablement la perméabilité effective des roches. Ce phénomène a un effet majeur sur la capacité de rétention de ces roches et sur leur capacité à garder les fluides excédentaires, créés par les mécanismes de surpression ([Law, 1984](#)).

#### *e. Craquage de l'huile et du bitume en gaz*

A hautes températures, l'huile se convertit en hydrocarbures légers jusqu'à atteindre le stade ultime de la méthanisation : c'est le craquage de l'huile. Le craquage thermique s'initie généralement à des températures aux alentours de 120°-140°C avec un craquage presque complet en gaz dans des zones où les températures excèdent les 180°C ([Mackenzie and Quigley, 1988](#)). A des températures et pressions standards un volume d'huile génère **534,3** fois son volume en gaz plus un petit volume de résidus de graphite. Quand le système est isolé par une roche couverture totalement imperméable, il se produit une augmentation immédiate de la pression lorsque les huiles craquent en gaz. Ainsi, le craquage de seulement 1% du volume d'huile est nécessaire pour atteindre une pression équivalente à la pression lithostatique, et que donc par la suite, d'autres fissurations conduisent à la fracturation ([Barker, 1990](#)).

Une augmentation de volume beaucoup plus faible est observée à des profondeurs d'enfouissement typiques de génération du gaz (3,0 à 5,0 km), où les facteurs i) de compressibilité du gaz et ii) de solubilité dans les fluides de bassin doivent être pris en compte. Toutefois, des augmentations de volume importantes engendrant des surpressions sont encore possibles. Comme mentionné précédemment, la présence de gaz comme une phase distincte dans le fluide réduit la perméabilité des roches et contribue à croître leur capacité de rétention et à maintenir la surpression générée par un autre mécanisme ([Swarbrick et al., 2002](#)). Plusieurs bassins montrent que le phénomène de distribution de la surpression s'observe dans leurs parties les plus profondes où le supposé craquage du pétrole en gaz se produit ([Cayley, 1987](#); [Holm, 1998](#); [Hunt et al., 1994](#); [Law et al., 1980](#)).

### 3. Mécanismes de mouvement et flottabilité des fluides

#### a. L'osmose

Définition : L'osmose est le passage de molécules de solvant, en général de l'eau, à travers une membrane semi-perméable, depuis le milieu le moins concentré en solutés (hypotonique) vers celui le plus concentré (hypertonique). Ce phénomène s'arrête lorsque les deux liquides séparés par la membrane ont atteint la même concentration. On parle alors de milieux isotoniques. La pression hydrostatique due à la différence de hauteur d'eau entre ces deux milieux compense alors la pression osmotique. Ce phénomène fut d'abord étudié dans la thématiques des transferts sanguins ([Gilman, 1937](#)) avant d'être appliqué dans le monde de la géologie.

Les bassins sédimentaires présentent de larges contrastes dans la composition de leurs eaux de gisement avec de fortes variations de la salinité. Ces eaux peuvent circuler à travers des roches (membranes) semi-perméables, e.g. des micro-fractures ou des pores. La pression osmotique s'ajoutant à la pression hydrostatique peut être faire passer la roche en surpression ([Lomba et al., 2000](#); [Neuzil, 2000](#)). Elle dépend i) de la porosité et de la perméabilité de la roche et ii) des différences de salinité des fluides qui vont être mis en contact via la membrane ([Marine and Fritz, 1981](#)).

#### b. La hauteur de chute hydraulique

La hauteur de chute « hydraulique » ou « potentiométrique » résulte de l'élévation de la nappe phréatique dans les régions montagneuses qui va exercer une pression sur les eaux du sous-sol si le réservoir de l'aquifère est recouvert d'une roche couverture. Les surpressions sont dues à une différence de hauteur d'eau d'un bout à l'autre de l'aquifère (Figure 20). Si la hauteur piézométrique est supérieure à la surface, dans ce cas, l'eau jaillit. Les puits forés dans l'aquifère sont donc en surpression et portent le nom de « puits artésiens ». Ils produiront une remontée des eaux sous pressions à la surface en raison de la surpression de la nappe d'eau. La hauteur de chute potentiométrique est mesurée soit i) comme la hauteur verticale de l'eau s'élevant au-dessus du point de référence, soit ii) comme la hauteur de la colonne d'eau convertie en pression, en ayant connaissance de la densité du fluide de formation. Un état de « surpression d'équilibre » s'observe en prenant compte l'élévation de l'altitude au-dessus du niveau de référence et la quantité de surpressions dans les sédiments ([Neuzil, 1995](#)). Les surpressions potentiométriques ne peuvent pas dépasser la hauteur maximale de la nappe phréatique surélevée au-dessus du niveau de la mer. Dans de nombreux bassins, les pressions mesurées dans le sous-sol dépassent largement ces valeurs, impliquant la mise en cause d'autres mécanismes de surpressions.

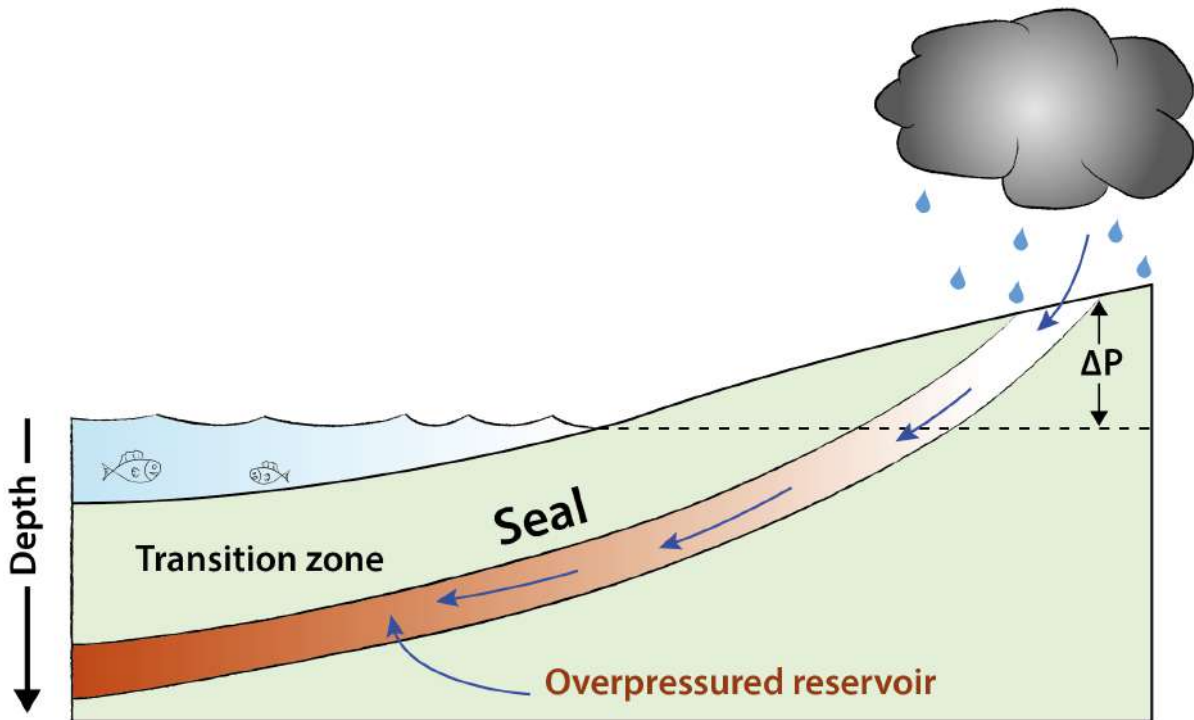


Figure 20 : Dessin illustrant les surpressions induites par les chutes potentiométriques venant de l'amont de la vallée et s'accumulant dans la partie la plus profonde du réservoir en aval. Modifié après Swarbrick & Osborne, (1998).

### c. Flottabilité des hydrocarbures

Tous les gaz et la plupart des huiles ont une densité et un gradient de pression plus faibles que les fluides de gisement qui les entourent. Puisque les surpressions sont supérieures à la pression hydrostatique à une profondeur donnée, dès qu'une roche contient des huiles ou du gaz elle localise des surpressions. Ce mécanisme se positionne dans les pièges structuraux et stratigraphiques des hydrocarbures et ne peut, de ce fait, pas être un mécanisme régional. Dans un piège, l'excès de pression augmente du contact eau / huile vers le haut, il y aura donc une différence de gradient de pression entre les eaux sous-jacentes et les hydrocarbures sus-jacents. La surpression due à la flottabilité n'est pas considérée comme "anormale", elle s'ajoute aux autres surpressions présentes dans les eaux de bassin mentionnées plus dans le [chapitre 1 partie 1 paragraphe II.B](#). C'est cette addition de petites surpressions qui pourra influencer la résistance de la roche couverture ([Jin and Johnson, 2008](#)).

## 4. Synthèse des mécanismes responsables des surpressions de fluides

Suite aux différents processus étayés ci-dessus, nous pouvons conclure que les surpressions de fluides ainsi que l'impossibilité des roches à maintenir un équilibre de pression hydrostatique sont contrôlées par quatre facteurs interconnectés les uns aux autres ; i) les mécanismes générant des excès de fluides et des surpressions, ii) le temps et le taux

d'écoulement du fluide, iii) le type de fluides aqueux (salinité) et / ou hydrocarbonés et iv) taux d'écoulement du fluide. Une grande variété de mécanismes invoqués pour générer des surpressions de fluides dans les roches de bassins sédimentaires ont été développés dans le [chapitre I partie 1 paragraphe II.B](#). Les processus qui créent la surpression permettent de regrouper ces mécanismes en trois catégories distinctes sur la Figure 21.

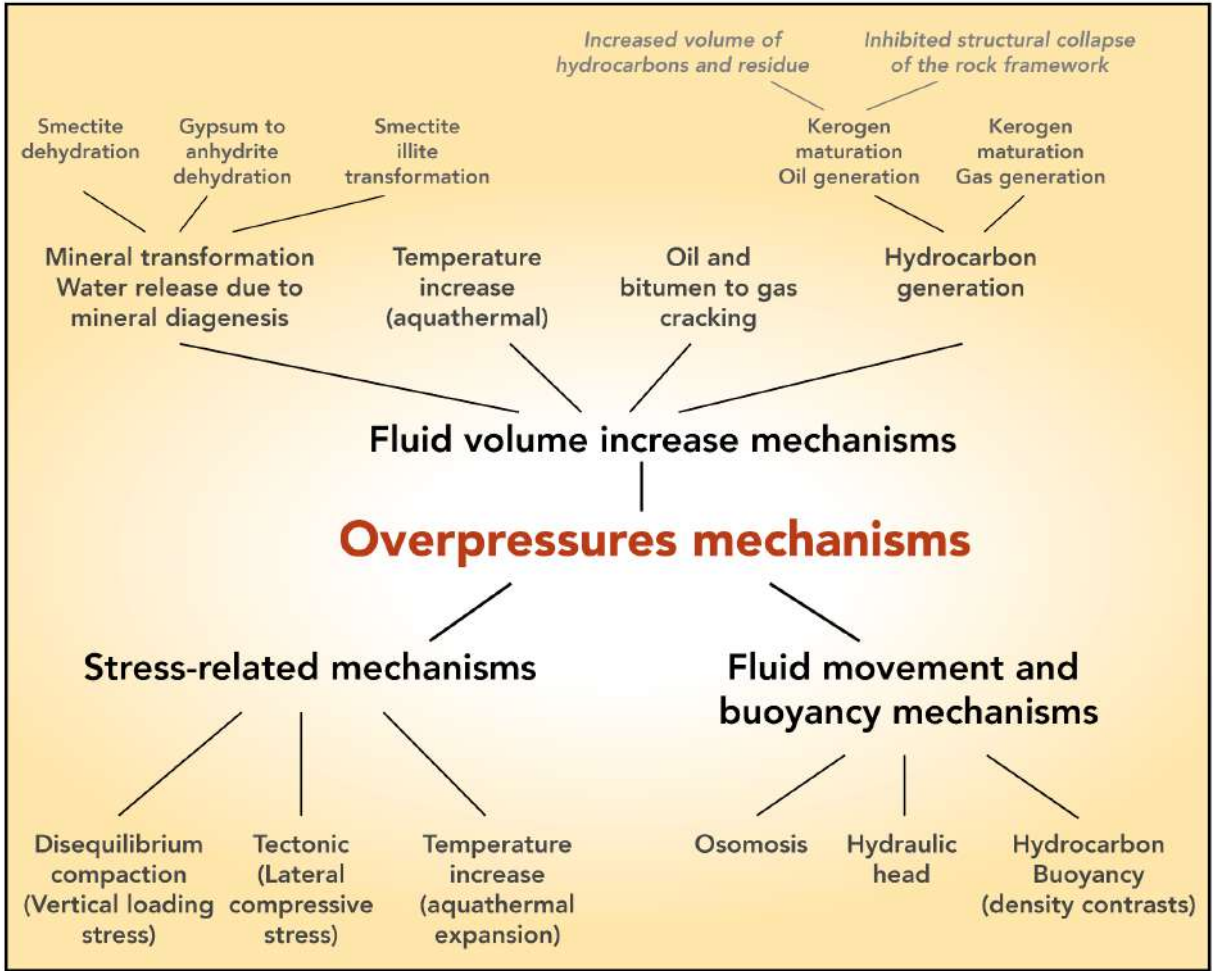


Figure 21 : Arborescence des principaux mécanismes contrôlant la mise en place des surpressions de fluides dans les bassins sédimentaires. Modifié d'après Swarbrick and Osborne, (1996).



## C. Synthèse

- Les surpressions de fluides se placent dans le champ des **pressions supérieures à la pression hydrostatique**. Elles représentent un **équilibre dynamique** entre les phénomènes qui **génèrent** les pressions et ceux qui les **dissipent**.
- Différents facteurs indépendants ou compatibles contrôlent la génération des surpressions :
  - Les **contraintes mécaniques** qui regroupent i) la **compaction mécanique** (composante verticale) ainsi que ii) la **tectonique compressive latérale** (composante essentiellement horizontale).
  - Les **augmentations de volume du fluide** dans la roche encaissante pouvant être induites par i) les **augmentations de température** provoquant l'expansion thermique du fluide, ii) les **transformations minérales** et la production d'eau pendant la diagenèse, iii) la **génération d'hydrocarbures** (génération d'huile et de gaz) et iv) le **craquage thermique** de l'huile en gaz.
  - Les **mécanismes de mouvement** et la **flottabilité des fluides** impliquant i) l'**osmose**, ii) la hauteur de la **chute hydraulique** et iii) la **flottabilité** des hydrocarbures.
- Les surpressions de fluides sont **quasi ubiquistes** dans les bassins sédimentaires. C'est notamment le cas dans les **roches mères** qui constituent des niveaux stratigraphiques préférentiels pour les **circulations de fluides** diagénétiques et de fluides hydrocarbonés (huile et gaz). Les circulations de fluide s'effectuent à une **échelle locale ou régionale**, en fonction des **mécanismes invoqués** et des **propriétés lithologiques**. En l'occurrence, la **perméabilité** des roches joue un rôle majeur dans la distribution des circulations de fluide et des surpressions associées.
- Les mécanismes les plus susceptibles de générer une **surpression dépassant le seuil de la pression lithostatique** sont :
  - Les processus de **compactations mécaniques** et **chimiques**
  - La **génération des hydrocarbures**
  - Le **craquage thermique**

### III. Les shales : contexte privilégié pour le développement des surpressions de fluides et la fracturation hydraulique naturelle

#### A. Composition des shales

##### 1. Introduction

Le terme "shale" a été introduit pour la première fois par Hooson (1747) pour décrire une roche argileuse stratifiée indurée ; le "shale" est maintenant le terme omniprésent qui englobe toute la classe des roches sédimentaires argileuses à grains fins, qu'elles soient laminées ou non. Outre le terme de shales argileux, il existe une multitude de noms dans la

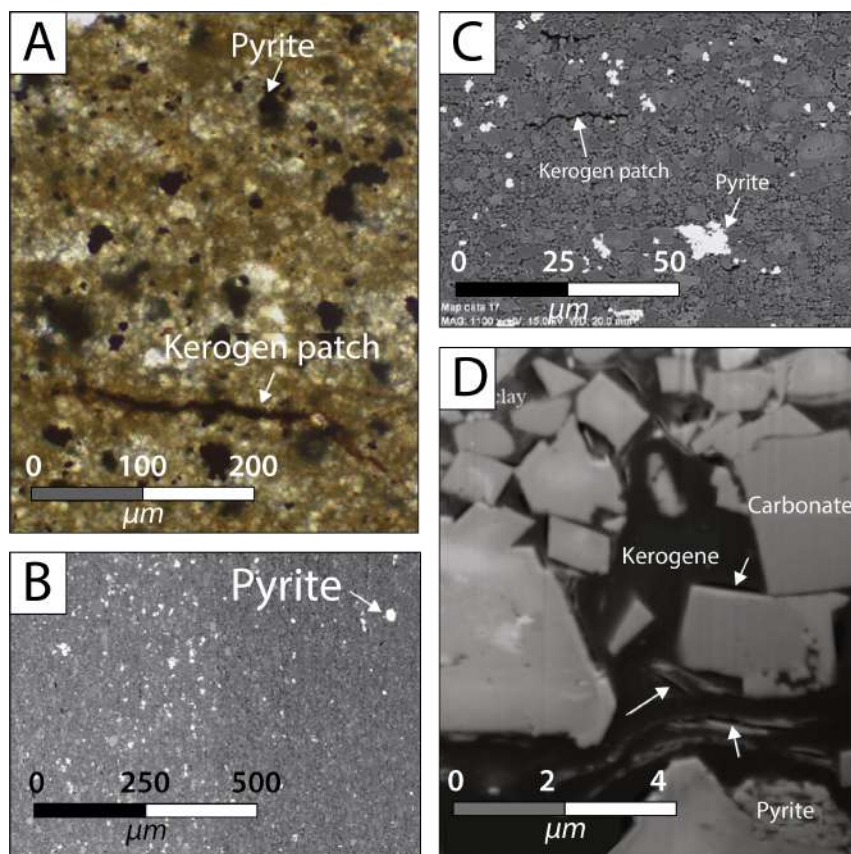


Figure 22 : Vues d'une lame mince d'un échantillon de shale immature de la Green River à différentes résolutions, illustrant la microstructure d'un shale. A) Microscopie optique : des plaques de kérogène allongées et des grains de pyrite sont intégrés dans une matrice riche en argile et en grains carbonatés. B-C) Image BSE au MEB (microscope électronique à balayage) du même échantillon où l'anisotropie verticale en B) et horizontale en C) est visible. D) Coupe en faisceau ionique focal et MEB haute résolution du même échantillon. Les flèches blanches indiquent des micropores situés soit à l'intérieur du kérogène, soit à l'interface entre le kérogène et les grains. Les trois images montrent un matériau très hétérogène, avec des granulométries différentes, de faibles épaisseurs et une anisotropie parallèle à la stratification. Les images ont été modifiées d'après Ougier et al., (2016).

littérature pour décrire les matériaux sédimentaires argileux à grains fins. Ces termes sont en partie basés sur la granulométrie et beaucoup n'ont pas toujours une traduction française ; argilite, argile, claystone, boue, mudrock, mudstone, mudstone, pélite, silt, siltstone, ardoise, ou encore wackestone. Les shales ont en commun le fait qu'ils contiennent tous des quantités abondantes de minéraux argileux, qui définissent leur couleur grise typique, du quartz (limoneux), des carbonates, des feldspaths, des oxydes de fer, de la matière organique et, parfois, des fossiles (Figure 22 A). Mais les shales diffèrent i) des mudstones dans le sens où ils se brisent en copeaux minces et toujours avec des sommets et des bases sub-parallèles, tandis que les mudstones se brisent en blocs ; et ii) des argilites et des ardoises puisqu'elles ne présentent ni stratification distinctive ni véritable coupure ou foliation ([Blatt et al., 2006](#); [Merriman et al., 2003](#)). Les shales présentent une **anisotropie** générale parallèle à la stratification (Figure 22 B & C). Leur **porosité est très faible** et s'observe à une échelle très petite, le terme de nanoporosité est souvent employé dans la littérature (Figure 22 D) ([Chen and Xiao, 2014](#); [Jin et al., 2011](#); [Tang et al., 2016](#)).

## 2. Les argiles dans les shales

### a. Composition et répartition

Les minéraux argileux présents dans les shales sont principalement de la kaolinite, de la smectite/montmorillonite, de la chlorite et de l'illite ([Shaw and Weaver, 1965](#)). Les black shales, qui se forment dans des conditions anoxiques, résultent de la présence de matière carbonée à des concentrations supérieures à 1 %. Ils contiennent du carbone libre réduit ainsi que du fer ferreux ( $\text{Fe}^{2+}$ ) et du soufre ( $\text{S}^{2-}$ ), tous deux marqueurs d'un environnement réducteur. Pour ce qui est de la réponse sédimentaire des roches vis à vis de la perméabilité, la quantité de minéraux argileux impacte la perméabilité, la sensibilité à l'eau et autres propriétés pétrophysiques ([Horsrud et al., 1998](#)).

Les shales argileux sont considérés comme des roches sédimentaires multiphasiques et multi-échelles ([Milliken, 2014](#); [Milliken and Day-Stirrat, 2013](#); [Ougier-Simonin et al., 2016](#)). Ces plaquettes d'argile sont emballées ensemble pour former ce qu'on appelle des particules d'argile, qui créent un réseau complexe variable aux échelles microscopiques et macroscopiques. Les images de la Figure 23 A, B, C & D illustrent la variation de l'échelle d'observation. La taille des argiles individuelles varie de celle des unités cristallographiques simples : 9,6 à 19,0 Å pour les argiles à smectite, selon le niveau d'hydratation, 9,98 Å pour l'illite, 14,2 Å pour la chlorite et 7,14 Å pour la kaolinite. Pour plus de précision, le lecteur est invité à se référer à Moore et Reynolds, (1997). Comme les minéraux argileux contiennent une grande quantité d'aspérités, ils ne produisent généralement pas de gros cristaux et restent petits, ayant une taille d'en moyenne 2 µm ([Meunier, 2006](#)).



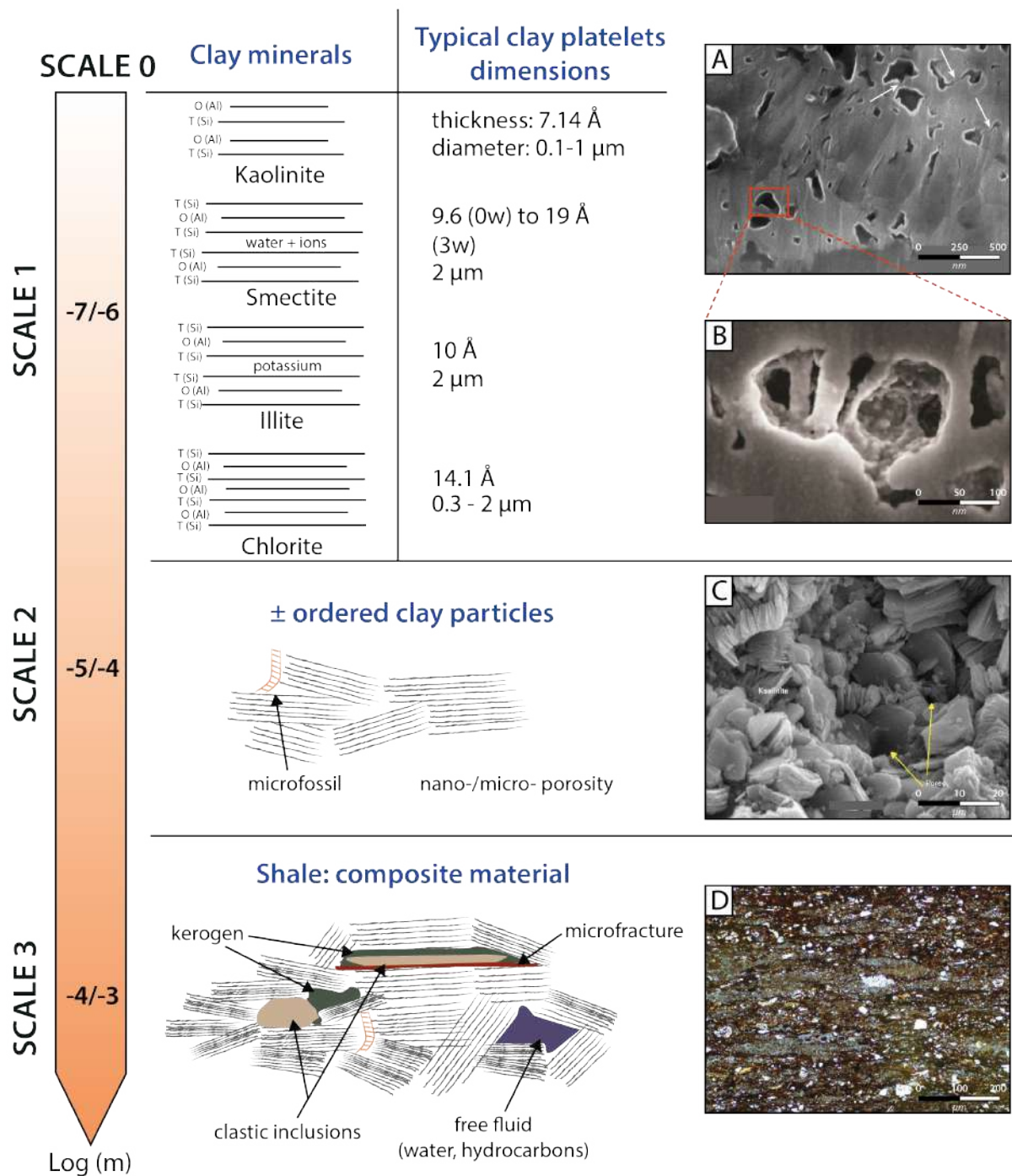


Figure 23 : Structure multi-échelle des shales (Ulm et al., 2005; Ulm and Aboueleiman, 2006) présentant diverses hétérogénéités, y compris des pores à plusieurs échelles, des argiles, des plaques de kérogène et des grains clastiques (quartz, calcite, feldspath) intégrés dans la matrice argileuse. Les dimensions relatives des minéraux argileux communs ont été modifiées d'après Mitchell (1993) et Cerato (2001) et les schémas de la microstructure des shales à différentes échelles ont été modifiés d'après Sarout et Guéguen (2008a). Les images MEB A et B viennent des shales du Marcellus (Loucks et al., 2009) tandis que les images MEB C et de microscopie optique D viennent des shales de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Hernández Bilbao, 2016).

### b. Rhéologie des argiles

Les comportements rhéologiques varient d'une roche à l'autre. Un sable représente un matériau très perméable qui se déformera de la même façon qu'il ait une vitesse de déformation rapide ou lente. En revanche, une argile, composante principale des shales, n'aura pas le même comportement en fonction de sa vitesse de déformation.

Compte tenu de leur structure, les argiles ont la propriété d'absorber des quantités d'eaux très importantes, ou, au cas contraire, de se dessécher. La quantité d'eau absorbée par les argiles variera en fonction du type d'argile ([Burst, 1969](#); [Powers, 1967](#); [Saffer and McKiernan, 2009](#); [Zhang et al., 2016](#)). Quelle que soit la nature de l'argile, celle-ci, malaxée avec des quantités d'eau importantes finit par se transformer en boue. L'argile aura un comportement liquide. Au contraire, si l'argile est suffisamment desséchée, les grains sont très resserrés et les liaisons deviennent intenses. L'argile aura un comportement solide. Entre ces deux états extrêmes, l'argile est malléable, elle a un comportement plastique. Ces trois états sont détaillés sur la Figure 24. Les propriétés mécaniques des argiles sont décrites de manière plus détaillée dans le [chapitre I partie 1 paragraphe III.B](#).

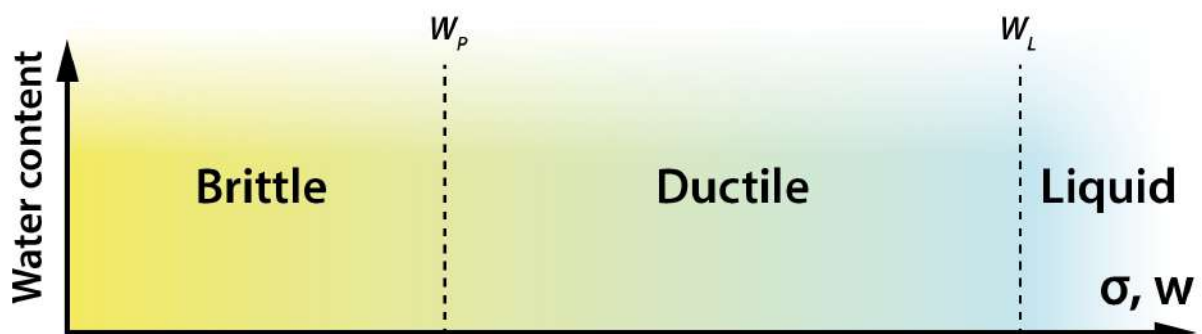


Figure 24 : Comportement des argiles en fonction de leur teneur en eau, modifié d'après Philipponnat and Hubbert, (2011).

### c. Tectonique argileuse

Les argiles en surpression facilitent la déformation induite par la gravité dans les bassins sédimentaires à l'échelle mondiale ([Cohen and McClay, 1996](#); [Morley, 2003](#); [Morley and Guerin, 1996](#)). En particulier au niveau des marges passives, où les structures des shales sur les pentes est remarquablement similaire à celles de la tectonique salifère, y compris dans les zones extensives près de la plateforme et dans les zones compressives dans le bassin profond ([Camerlo and Benson, 2006](#); [Cohen and McClay, 1996](#); [Corredor et al., 2005](#); [Tari et al., 2003](#)).

Moins diversifiées que les structures salifères, les données sismiques acquises dans les bassins contenant des « argiles mobiles » affichent généralement seulement des structures primaires, comme des failles normales, des dépo-centres stratigraphiquement distincts et des ceintures plissées associées à des chevauchements en milieu de bassin profond (Figure 25) ([Bilotti and Shaw, 2005](#); [Haack et al., 2000](#); [Knox and Omatsola, 1989](#)). De nombreux exemples de structures d'échappement de fluides au fond de la mer et à la surface de la Terre (comme respectivement les pock marks et les volcans de boue), montrent que les argiles peuvent être localement très mobiles ([Graue, 2000](#); [Sullivan et al., 2004](#)). Néanmoins, la majeure partie des « argiles mobiles » dans les bassins restent généralement autochtones ou allochtones ([Van Rensbergen and Morley, 2003](#); [Wu et al., 2000](#)), ce qui implique qu'à plus grande échelle, les argiles semblent être beaucoup moins mobiles que le sel ([Albertz et al., 2010](#)).

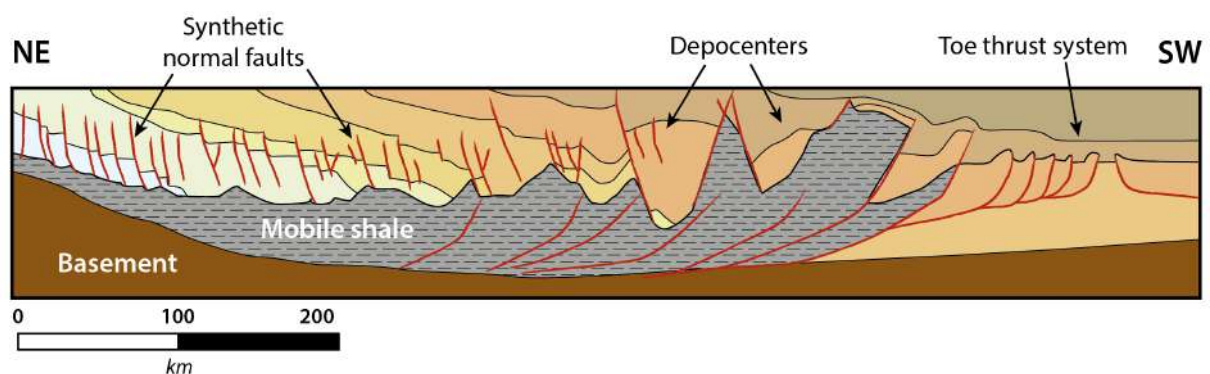


Figure 25 : Styles structuraux typiques observés sur la marge passive au niveau du delta du Niger. Modifié d'après [Wu and Bally, \(2000\)](#).

Plusieurs études ont montré que la remobilisation des argiles est souvent associée aux pressions de fluides qui excèdent la pression hydrostatique ([Morley, 2003](#); [Rowan et al., 2004](#); [Wu et al., 2000](#)). Elles suggèrent que des pressions de fluides suffisamment élevées sont nécessaires pour que les argiles cèdent, se mobilisent et déforment ainsi les sédiments sus-jacents.

### 3. La matière organique dans les shales

Les shales se forment généralement en se déposant par décantation des particules sédimentaires en suspension dans les eaux à courant lents voire inexistantes comme les lacs, les lagunes, les plaines d'inondation et sous la limite d'action des vagues pour les zones extracôtières. Avec les mudrocks, les shales contiennent environ 95 % de la matière organique de toutes les roches sédimentaires. Cette matière organique ne représente que quelques pour cent en masse dans un échantillon moyen de shales argileux ([Hunt and Jamieson, 1956](#)).

Ainsi, les matières organiques et leur kérogène associé se divisent en trois grandes familles .

### a. La matière organique d'origine lacustre – kérogène de type I

La première source de matière organique (MO) déposée sur le fond des lacs est constituée des débris des plantes lacustres ou péri-lacustres (terrestres) (Meyers et al., 1993). Les kérogènes lacustres sont régis par trois grandes classes de producteurs primaires qui sont à l'origine des kérogène de type I ; 1) le phytoplancton qui domine dans les grands lacs profonds, 2) le périphyton et les macrophytes qui tendent à dominer dans les lacs peu profonds et des zones périphériques de lac, et 3) les bactéries photosynthétiques et chimiosynthétiques qui sont associées aux écosystèmes spécialisés (Likens, 1975). Un exemple de shales avec un kérogène de type I est illustré sur la Figure 26 A.

### b. La matière organique d'origine marine – kérogène de type II

La MO vivante représente 2% du carbone organique total dans l'océan. Le processus à l'origine de la production de cette MO marine est la photosynthèse. Elle est générée par des organismes autotrophes, produisant de la MO par réduction de matière inorganique et de matière minérale (Brooks and Fleet, 1986) . Le kérogène de type II qui en découle est donc lié à des sédiments marins où la matière organique est autochtone, dérivant d'un mélange de phytoplanctons, de zooplanctons et de micro-organismes sédimentés dans un environnement réducteur. Un exemple de shales avec un kérogène de type II est illustré sur la Figure 26 B.

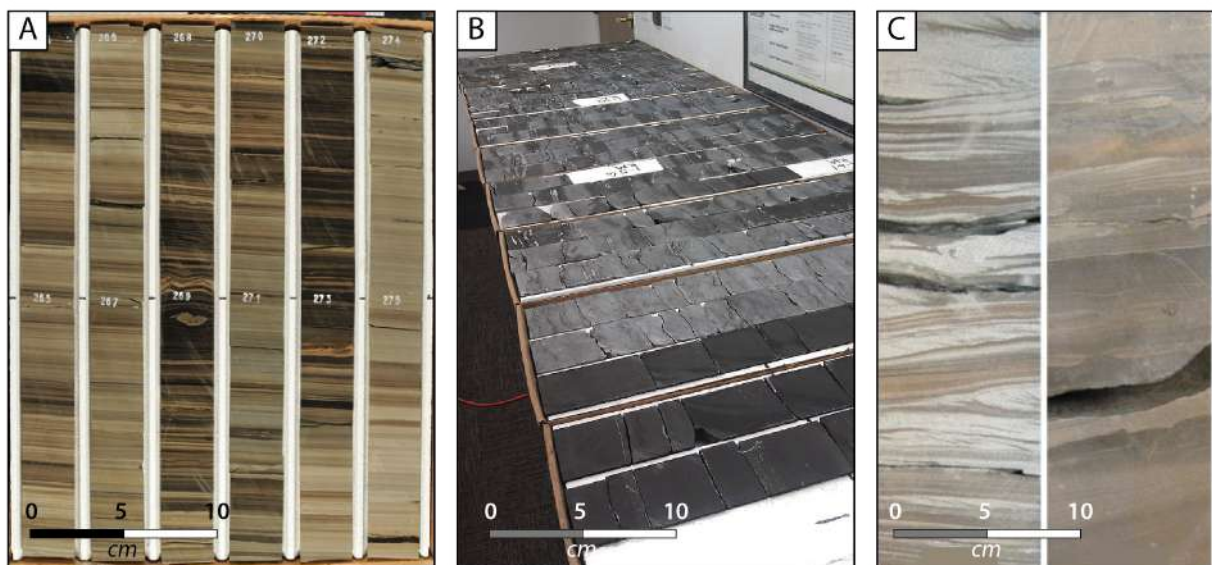


Figure 26 : Exemples de carottes de roches mères comprenant les trois types de kérogène différent. A. Roche mère avec un kérogène de type I (lacustre), formation de la Green River, bassin de Uinta, source : exposition « core like never before », AAPG-ACE 2018, Salt Lake City, USA. B. Roche mère avec un kérogène de type II (marin), formation de Bakken, bassin de Williston, source : [https://www.wikiwand.com/en/Core\\_sample](https://www.wikiwand.com/en/Core_sample) C. Roche mère avec un kérogène terrestre (type III), delta de Mackenzie, bassin de l'Arctique (Le Gouche, 2017).



### a. La matière organique d'origine terrestre – kérogène de type III

Sur les continents, la production primaire est réalisée par les végétaux qui se développent grâce à la photosynthèse et aux nutriments présents dans les sols. Une fois le végétal mort tombé, la MO va être dégradée et décomposée sur le sol par des organismes (vers, larves...). Une partie de cette biomasse est incorporée dans les sols pour former l'humus, le cycle de recyclage de la MO est alors en place (Campy and Macaire, 2003). Le lessivage des sols par les pluies entraînent la matière organique et les nutriments présents jusqu'à l'océan via les cours d'eaux et leurs embouchures (Huc, 1995; Meybeck, 1982). Cette MO s'accumulera dans les deltas où elle se sera associée à de la MO marine dans les dépôts sédimentaires ce qui engendrera des kérogène mixte marin / terrestre (Bustin, 1988). Dans le cas des tourbières, cette MO restera uniquement continentale. Un exemple de shales avec un kérogène de type III est illustré sur la Figure 26 C.

Leurs kérogènes associés sont représentés dans le diagramme de Van Krevelen en Figure 27. Ce diagramme permet d'identifier les trois domaines thermiques (diagénèse, catagénèse, méthagénèse) en fonction de la variation des rapport Hydrogène/Carbone et Oxygène/Carbone : les trois éléments cardinaux composant la MO. Il est à savoir que le kérogène désigne la fraction organique de la roche susceptible d'engendrer des huiles, mais ne l'ayant pas encore fait à température maximale atteinte jusque-là dans la roche (Durand, 1980).

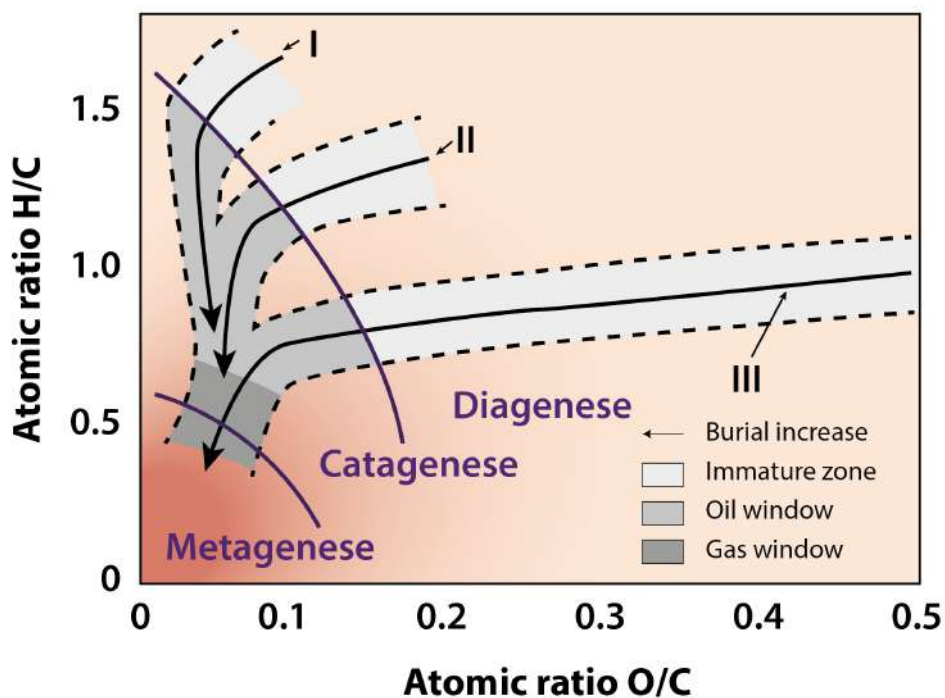


Figure 27 : Diagramme de Van Krevelen illustrant, en fonction de l'évolution thermique, l'évolution des rapports atomiques H/C et O/C des trois types de kérogènes de référence, les zones principales de formation des huiles et des gaz et les termes de la lignée des charbons. Les courbes 0.5 et 2% correspondent à des courbes d'iso-réflectance du pouvoir réflecteur de la vitrinite. Modifié d'après Durand, (1980).

Ce diagramme illustre un grand processus concernant l'évolution de la composition de la matière organique, depuis les premiers stades sédimentaires de son évolution, à faible profondeur, jusqu'à son ultime stade d'enfouissement. Ainsi la diagénèse se traduit par une perte plus importante d'atomes d'oxygène comparée aux quantités d'atomes d'hydrogène et de carbone. Vient ensuite l'étape de la catagenèse où une quantité plus importante d'atomes d'hydrogène est consommée par rapport aux quantités d'atomes de carbone. Au cours de cette période, des huiles lourdes, puis des huiles légères et du gaz se formeront avec la montée en température. A la fin, durant la méthagenèse, les stocks d'atomes d'hydrogène et d'oxygène sont quasiment tous consommés, laissant place aux atomes de carbone. Cette période ne produit plus que du gaz et principalement du méthane ([Behar and Vandenbroucke, 1987](#); [Durand, 1985](#); [Tissot et al., 1974](#)).

## B. Propriétés mécaniques des shales

### 1. Ductilité et fracabilité

La composition de la roche, la granulométrie, la porosité et l'agencement spatial des différents minéraux qui composent le shale sont connus pour correspondre à des différences de propriétés mécaniques. Ces différences rendent les roches sujettes ou non aux fractures et, dans certains cas, contrôlent l'abondance des fractures ([Laubach et al., 2009](#); [Nelson, 2001](#)). En général, les roches ayant un pourcentage élevé de constituants fragiles auront des fractures plus rapprochées que celles ayant un faible pourcentage ([Currie, 1974](#); [Stearns, 1967](#); [Stearns and Friedman, 1972](#)). Dans la plupart des roches réservoirs sédimentaires, les principaux minéraux fragiles/cassants seraient généralement les diverses formes de quartz, de feldspaths, de dolomite et parfois de calcite ([Nelson, 2001](#)).

Chang et al., (2006) ont examiné les relations empiriques entre la résistance et les propriétés physiques des roches sédimentaires, incluant des shales non consolidés et des shales plus résistants et compactés. Ils ont constaté que la résistance à la compression non confinée dans les shales est fonction de porosité ([Chang et al., 2006](#)). Comparés à de nombreux réservoirs composés de roches gréseuses ou carbonatées, les shales, en particulier ceux riches en minéraux argileux ou en matière organique, peuvent présenter de nombreuses zones de faiblesses ([Chang et al., 2006](#); [Hoek and Brown, 1997](#)) et peuvent être plus facilement sujets aux failles qu'aux fractures ([Gross, 1995](#)).

Les termes de fragilité et plasticité sont souvent utilisés qualitativement pour prédire les zones ayant des fractures naturelles rapprochées ou une tendance à la rupture lors de la fracturation hydraulique naturelle. D'une façon générale, de fortes teneurs en silice, en feldspaths et en carbonates engendrent un module de Young plus élevé, un coefficient de

Poisson plus faible et donc une plus grande fragilité ([Ahmed et al., 1991](#); [Gatens et al., 1990](#); [Miller et al., 1994](#)). Le coefficient de Poisson permet de caractériser la contraction de la matière perpendiculairement à la direction de l'effort appliqué. Mais toutes ces valeurs peuvent différer de celles des roches environnantes aux shales qui sont potentiellement plus sensibles aux fractures.

La configuration structurale et la position des composants dans la roche, et pas seulement leur volume, est également susceptible d'affecter les propriétés mécaniques. Le shale argileux a typiquement des propriétés mécaniques marquées par son anisotropie ([Sayers, 1994](#); [Sayers, 2013](#); [Yang and Aplin, 2010](#)) liées à une structure en lamines (Figure 28), et d'une fabrique parallèle à la stratification, résultant de l'horizontalisation des minéraux argileux sous l'effet de la compaction mécanique ([Aplin et al., 2006](#); [Day-Stirrat et al., 2008](#)). Dans leurs travaux, Day-Stirrat et al., (2008) montrent que les chlorites et les micas détritiques à grains grossiers (>10 μm) semblent être fortement alignés et parallèles à la stratification, ce qui laisse croire qu'ils se déposent en grains individuels plutôt qu'en blocs ou agrégats isotropiques. La Figure 28 met en évidence l'augmentation de l'anisotropie lors de l'enfouissement qui génère l'illitisation des smectites et de ce fait la réorientation des feuilletés parallèles à la stratification. Les grains de quartz isolés sont susceptibles d'avoir moins d'effet sur l'augmentation de la fragilité que les constituants fragiles en contact (e.g. couches de silt, ciment de quartz). Par conséquent, les shales à forte teneur en silice, en feldspath ou en carbonate sont plus sujets que d'autres shales à développer des fractures hydrauliques naturelles ou induites via des forces externes.

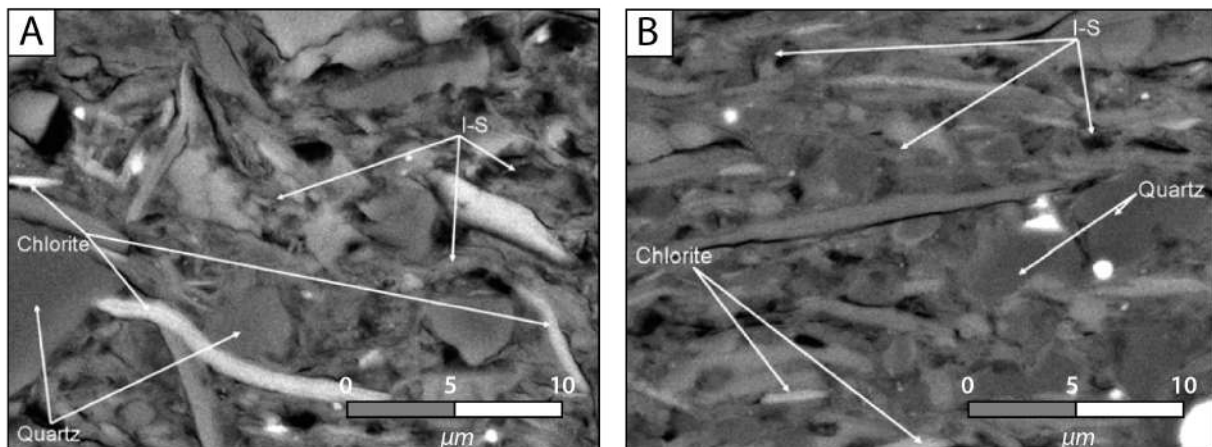


Figure 28 : Comparaison de l'anisotropie des shales de la formation de Chocholow, bassin de Podhale, Pologne, à faible et forte profondeur. I-S : Illite-Smectite A. Image BSE à 193 m d'enfouissement avec 40% d'illite et 60% de smectite. L'image suggère une matrice minérale est faiblement alignée. B. Image BSE à 2201 m d'enfouissement avec 80% d'illite et 20% de smectite. L'image suggère une matrice minérale fortement alignée et parallèle à la stratification. Les images proviennent de Day-Stirrat et al., (2008).

Néanmoins, les couches riches en argile et en matière organique contiennent parfois de nombreuses fractures. Ces couches peuvent être les plus fracturées de la formation si la

catagenèse est à l'origine de la croissance de ces fractures, comme le suggère la formation de la Vaca Muerta, dans le bassin de Neuquén, en Argentine (Rodrigues et al., 2009b), et la formation des Marcellus shales, dans le bassin des Appalaches (Figure 29 A) (Engelder et al., 2009). En effet, une forte teneur en matière organique est associée localement à des fractures naturelles rapprochées. Et certains shales carbonés tels que les charbons présentent aussi une forte densité de fractures (espacement centimétrique) (Figure 29 B) (Laubach et al., 1998). Les shales à forte teneur en argile ont également tendance à avoir une résistance plus faible au cisaillement et à la rupture en traction (Sone and Zoback, 2011). De plus, les argiles réduisent souvent la résistance au frottement en cas de glissement banc sur banc. Dans les propriétés mécaniques actuelles, les changements de comportement mécanique associés à l'enfouissement jouent également un rôle sur la croissance naturelle des fractures.

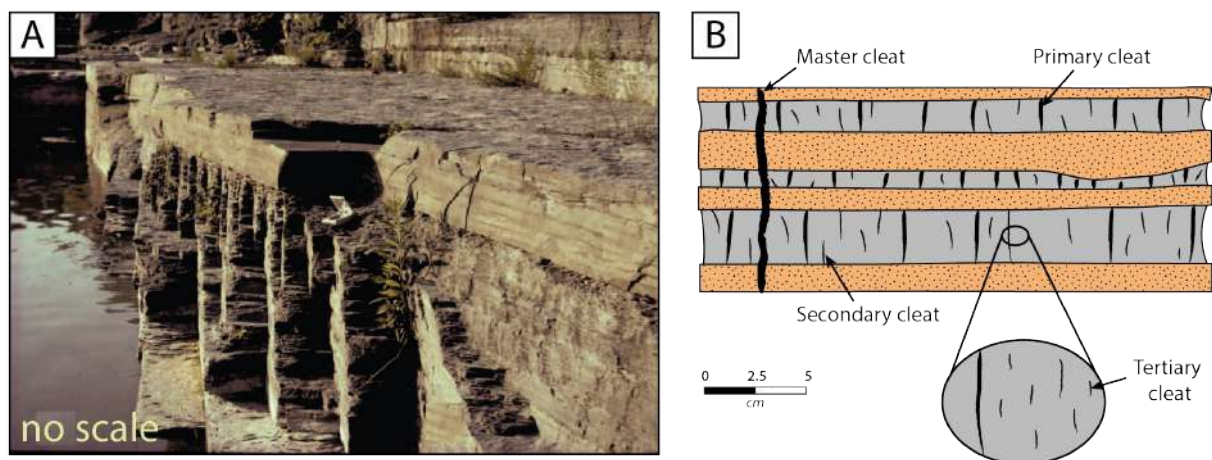


Figure 29 : A. Propagation de fractures hydrauliques naturelles dans les shales du Marcellus le long de la route 414 au sud-ouest de Watkins Glen, New York. La densité des fractures augmente dans les zones plus riches en matière organique (Engelder et al., 2009). B. Hiérarchies des fractures en coupe transversale d'après Laubach et Tremain, (1991). Les zones grises, qui concentrent du charbon, localisent une densité de fractures (de différentes envergures) que ne localisent pas les bancs gréseux interstratifiés en orange. Modifié d'après Laubach et al., (1997).

## 2. L'anisotropie dans les shales

Plus les particules d'argile sont alignées à l'échelle microscopique, plus le shale est anisotrope (isotrope transversalement) à l'échelle macroscopique (Sarout and Guéguen, 2008). En raison de leur structure en feuillet, les minéraux argileux s'alignent préférentiellement le long des plans cristallographiques (001) du réseau. Cet alignement est parallèle au plan de la stratification au cours de la sédimentation, de la compaction et de la diagenèse (Figure 30 A) (Ho et al., 1999). L'organisation de minéraux argileux plats (Hornby et al., 1994) avec des matériaux organiques dans les shales produit une importante anisotropie mécanique (Sondergeld et al., 2000; Vernik and Liu, 1997; Vernik and Milovac, 2011; Vernik and Nur, 1992). Elle est également responsable de leur fissilité (tendance à se diviser en feuillets ou en couches minces), les feuillets d'argiles se cassent pour former de fines lamelles (Figure 30 B) (Blatt et al., 2006). Non seulement la quantité d'argile ou de matière organique contrôle l'anisotropie



des shales, mais l'organisation spatiale des feuillet dans la roche peut aussi être un facteur ([Vanorio et al., 2008](#)).

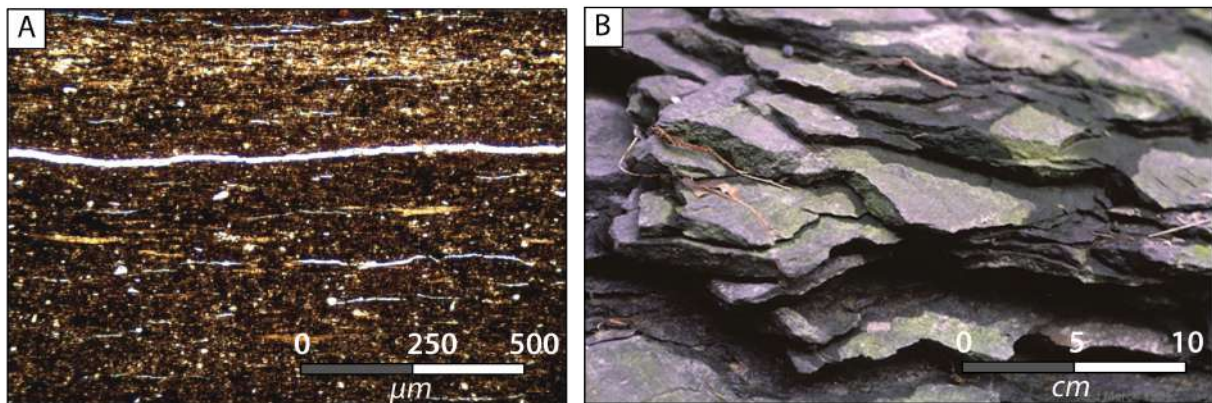
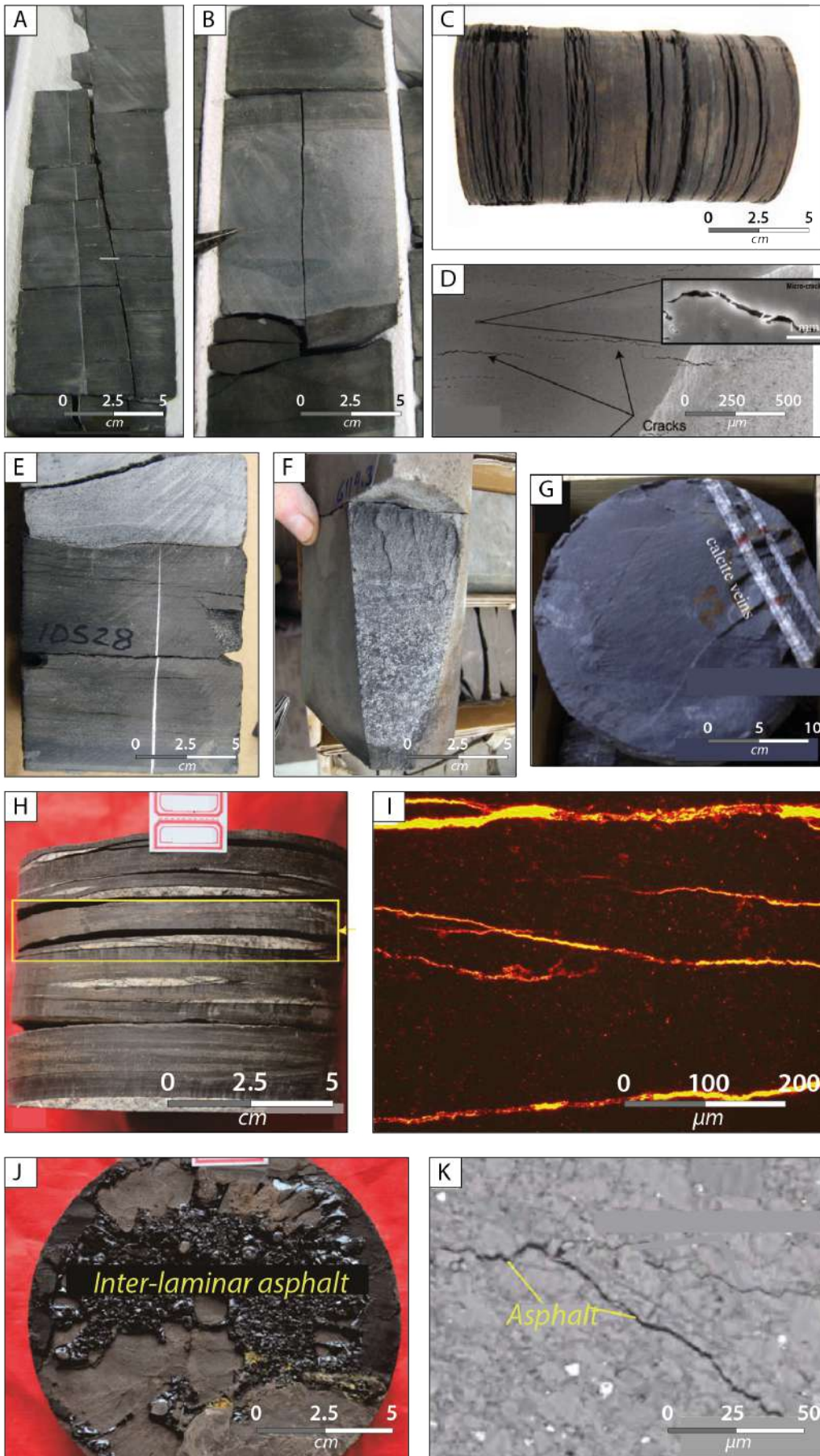


Figure 30 : Anisotropie dans les shales. A. Lame mince des shales de la formation de Mahantango, bassin du Marcellus, présentant une anisotropie très prononcée et parallèle à la stratification ([Eastman, 2013](#)) B. Shales de la formation de Ithaca, état de New-York, se débitant en feuillet suivant l'anisotropie parallèle à la stratification ([Kaufman, 2019](#)).

## C. Fractures dans les shales

Les fractures hydrauliques naturelles dans les shales se présentent sous deux formes : i) les fractures ouvertes (Figure 31 A, B, C & D) et ii) les joints aussi appelées fractures cimentées. Les fractures cimentées peuvent être comblées de différents matériaux comme du sable, des ciments diagénétiques (Figure 31 E, F, G, H & I), ou du bitume (Figure 31 J & K). Elles sont de taille macro et microscopique. La lithologie, autre facteur important, peut restreindre le développement des fractures naturelles (Figure 31 B, E & F) ([Lorenz and Cooper, 2017](#)). Les caractéristiques mécaniques des shales seront aussi détaillées dans le [chapitre I partie 1 paragraphe III.B](#).

Figure 31 : A. Fracture subverticale ouverte dans des shales laminés ([Lorenz and Cooper, 2017](#)) B. Fracture ouverte confinée dans un banc calcaire plus induré ([Lorenz and Cooper, 2017](#)). C. Fractures horizontales ouvertes dans les shales de la Mahogany zone, Formation de la Green River, bassin de Uinta ([Lewan and Birdwell, 2013](#)). D. Micro fractures ouvertes dans les argiles d'Opalinus, Monte Terri, Suisse ([Houben et al., 2013](#)). E. Vue de face d'une fracture de calcite verticale qui s'arrête à l'interface à la limite des shales avec un niveau plus carbonaté ([Lorenz and Cooper, 2017](#)). F. Vue en coup de la fracture de calcite subverticale limitée à son sommet par un banc plus carbonaté ([Lorenz and Cooper, 2017](#)). G. Fractures fibreuses verticales ([Ougier-Simonin et al., 2016](#)). H. Veines de calcite parallèles à la stratification, Jiyang depression, bassin de Bohai, Chine ([Liu et al., 2017b](#)). I. Micro fractures de calcite dans les shales de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine, observées sous lumière UV ([Al Duhailan, 2015](#)). J. Veine de bitume (asphalte) parallèle à la stratification dans la Jiyang depression, bassin de Bohai, Chine ([Liu et al., 2017b](#)). K. Micro fracture d'asphalte dans la Jiyang depression, bassin de Bohai, Chine ([Ma et al., 2016](#)).



### a. Les fractures non cimentées

Ces fractures sont caractérisées en termes d'orientation, de largeur, de longueur et d'espacement. L'orientation des fractures naturelles ouvertes est régie par le champ de contraintes régionales qui engendreront des phénomènes de surpressions de fluides. Elles se forment et demeurent ouvertes dans un différentiel de contraintes horizontales suffisamment important pour provoquer une dilatation à l'échelle régionale. L'extension des fractures hydrauliques naturelles verticales est le facteur à l'origine des variations de perméabilité dans les shales et joue un rôle important pour la migration primaire des hydrocarbures (Miller, 1995).

L'absence de ciment pour ces fractures naturelles profondes a été attribué à l'inhibition de la précipitation aqueuse du ciment par les hydrocarbures (Engelder et al., 2009; Vernik and Nur, 1992). Une telle inhibition ne serait importante que pour les fractures se développant après l'entrée dans la fenêtre à huile, moment où les hydrocarbures commencent à être générés puis migrent via ces parois stériles (Lander et al., 2008).

### b. Les fractures cimentées

- Les veines transverses

La composition et la texture des ciments dans les fractures subverticales dans les bassins sédimentaires sont diverses. La calcite et le quartz sont les ciments de remplissage des fractures les plus courants (Engelder and Lacazette, 1990; Gale et al., 2014). Dans certaines fractures, les cristaux de calcite sont anhédrux (de forme amorphe), avec peu de structure interne ou de variation dans la taille des grains. Dans d'autres cas, la taille des cristaux varie,

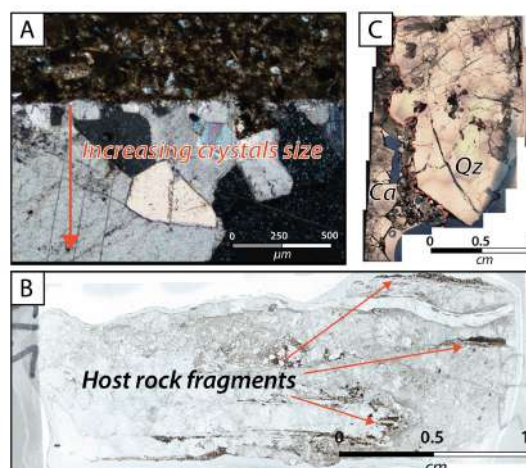


Figure 32 : Exemples de veines transverses en lames minces A. Petits grains de calcite au niveau des épontes de la roche encaissante qui deviennent de plus en plus gros vers le centre de la veine, bassin de Jaca, Espagne. Modifié d'après Crognier et al., (2016) B. Fragments de la roche encaissante dans la calcite de la veine blocky, Formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine. C. Calcite précoce le long de la limite avec la roche encaissante et quartz tardif occupant une position centrale, Marcellus Shales, Pennsylvanie, Modifié d'après Gale et al., (2014).



d'une petite taille au bord de la fracture à plus grande dans le centre de la fracture (Figure 32 A). Certaines fractures ont des plans contenant de nombreuses inclusions de roche encaissante parallèles à la paroi de la fracture (Figure 32 B). Certaines de ces textures montrent que le ciment a cristallisé dans les fractures contemporanément à son élargissement ([Bons, 2001b](#)). D'autres fractures ont des textures fibreuses, illustrant parfois des signes d'ouverture et de cisaillement multiphasique où la direction des fibres change. Bon nombre de ces textures cimentées reflètent les mêmes processus de nucléation et de compétition de croissance cristalline (détaillées dans le [paragraphe IV.B.2.c](#)) ([Bons et al., 2012](#)).

Certaines fractures contiennent plus d'un type de minéral. Parmi les exemples de fractures subverticales, la calcite précoce et le quartz tardif dans les shales du Marcellus sont illustrés dans la Figure 32 C. Ces fractures peuvent aussi se voir combler leur vide par des minéraux tardifs tels que l'anhydrite, la calcite, la barytine et de la calcite ferreuse ([Evans, 1994, 1995](#); [Evans and Battles, 1999](#); [Evans et al., 2010](#)). Il existe différents mécanismes de remplissages, le plus important est celui du crack-seal (défini dans le [Chapitre 1 – Partie 1 - IV.B.2.a](#)). Des études sur les veines présentant ce processus ont révélé que le développement d'une veine/fracture peut prendre des dizaines de millions d'années ([Becker et al., 2010](#)).

- **Les veines parallèles à la stratification**

Les fractures parallèles à la stratification sont courantes dans les bassins sédimentaires. Elles peuvent être sous forme tabulaires simples ou se présenter sous forme de complexes de segments en forme de lentilles, généralement avec des parois inférieures concaves vers le haut et des parois supérieures plates ([Bilbao, 2016](#); [Meng et al., 2018a](#)). Les shales suivent généralement des parois de ces veines qui peuvent être courbes ou irrégulières, compatibles avec la formation de fractures avant le compactage. Les limites de la roche encaissante sont distinctes, mais les faces opposées peuvent ne pas correspondre parfaitement, ce qui suggère une distorsion des épontes de la fracture suite à sa mise en place. Les fractures parallèles à la stratification peuvent atteindre 15 cm d'épaisseur et s'étendre sur des dizaines de mètres dans le plan de stratification ([Rodrigues et al., 2009b](#)). Les ciments de ces veines sont composés de manière générale de quartz dans les turbidites (Figure 33 A & B), de gypses dans les mudstones et les évaporites (Figure 33 C & D) et de calcite dans les shales (Figure 33 E & F) ([Cobbold et al., 2013](#)).

Le ciment de ces fractures peut être i) fibreux (Figure 33 B,D & F), les veines sont alors appelées 'beef' ([Buckland and De La Bèche, 1835](#)), ii) anhédral ou iii) drusique. Les textures indiquent généralement des stades de croissance multiples. L'identification de ces fractures peut s'avérer compliquée lorsque les fossiles ont une structure semblable, i.e. ; une coquille remplie de calcite fibreuse ou de minces accumulations de grains détritiques localement recouverts de ciments diagénétiques peuvent leur ressembler superficiellement. Ces fossiles

peuvent s'étendre jusqu'aux dimensions de microfractures (Negra et al., 2011). Le degré de présence de microfractures dans les schistes reste mal contraint. Il y a deux désaccords: i) l'échelle des structures et ii) le moment de l'ouverture des fractures. Je pense que les gens oublient parfois ces deux questions. Vernik et Landis supposent que les microfractures doivent être présentes et actuellement ouvertes sur la base de l'anisotropie sismique. Dans leur cas, ils mesurent les effets actuels et observent ensuite les carottes et les lames minces. Lorsque des fractures remplies de bitume sont observées, elles sont la preuve d'un écoulement pendant la migration primaire (Vernik and Landis, 1996). Mais ces microfractures, et d'autres remplies de ciments minéraux, sont couramment scellées aujourd'hui, et n'affecteraient pas de manière substantielle la propagation des ondes sismiques. Elles ne contribuent pas de manière substantielle à l'écoulement actuel. De plus, ces microfractures ne sont pas toujours présentes. Les ingénieurs et les géophysiciens se réfèrent généralement à des fractures à l'échelle millimétrique/métrique d'ouverture/longueur, tandis que les géologues se réfèrent à l'échelle micron/centimétrique, nécessitant un microscope pour l'observation, cette dernière définition sera celle appliquée pour cette étude. Dans certains cas, de gros fragments squelettiques à mince paroi ou des fragments de bois situés dans les plans de la stratification peuvent servir de sites de nucléation pour les fractures.

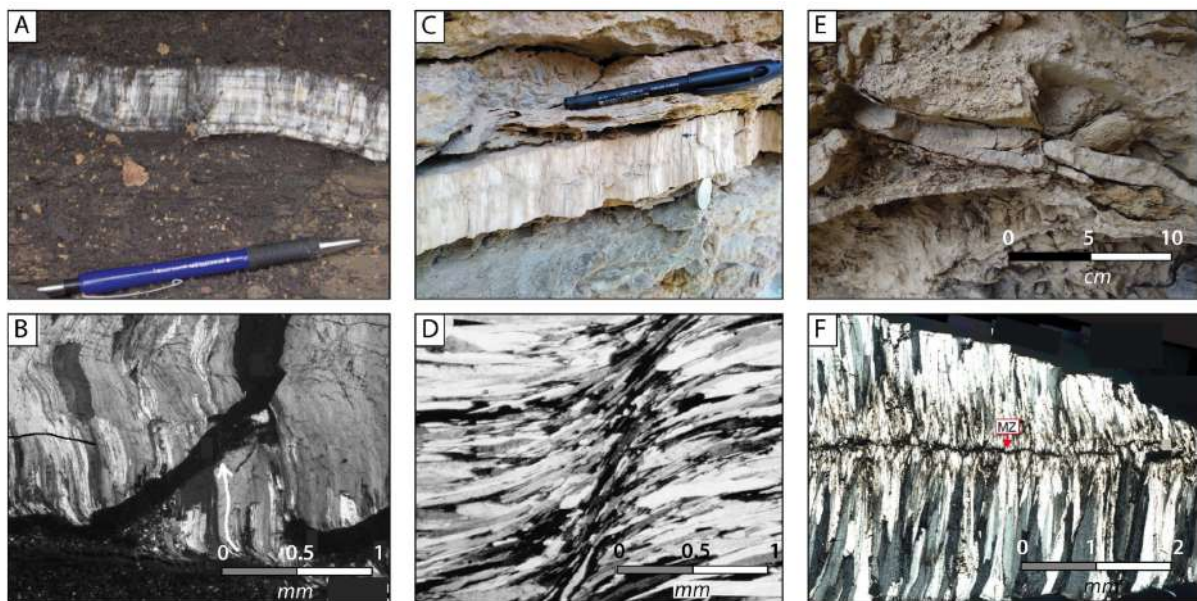


Figure 33 : A. Fracture macroscopique des veines de quartz du Groupe de Hamersley, Australie (Hilgers and Uraj, 2005) B. Lame mince des veines de quartz du Groupe de Hamersley, Australie (Hilgers and Uraj, 2005) C. Fracture macroscopique des veines de gypse de la formation de Bouhedma, Chaîne nord de Chotts, Source Nabil Abaab. D. Lame mince d'une veine de gypse du bassin Newark Rift, USA (El Tabakh et al., 1998) E. Fracture macroscopique des veines de calcite de la formation de Tuzhisar, bassin de Sivas, Turquie (Pichat, 2017) F. Lame mince d'une veine de calcite de la formation des Shales-with-beef member, bassin du Wessex (Meng et al., 2018a).

### *c. Influence des fractures lors de la stimulation de fracturation hydraulique*

L'impact des fractures naturelles dans les réservoirs d'hydrocarbures demeure mal contraint. Bien que les auteurs s'accordent sur le fait que les fractures naturelles peuvent jouer un rôle clef dans la propagation des fractures hydrauliques ([Zhang et al., 2009](#)), la question de savoir si et où les fractures naturelles contribuent indépendamment à la production d'hydrocarbures reste sujet à débat.

- **Importance de la porosité et de la perméabilité dans les fractures naturelles ouvertes**

Bien que certains réseaux de fractures aient des tailles centrées sur des valeurs spécifiques régies par la stratigraphie, de nombreux shales présentent un large éventail de type et de taille des fractures. Les fractures naturelles de plus grande taille ont tendance à avoir une porosité plus importante, la taille dépendant de la perméabilité de la roche encaissante ([Laubach, 2003](#)) et, par conséquent la porosité des fractures a pu être sous-estimée dans certains cas. Dans des milieux peu perméables, des expériences en laboratoire montrent qu'une augmentation de la perméabilité non détectée dans le modèle naturel se fait via l'utilisation des fractures naturelles agissant comme des drains ([Bredehoeft et al., 1983](#)). Être capable de prédire les plages de taille des fractures, et par conséquent la porosité et la perméabilité des fractures naturelles, nécessite une compréhension de la répartition stratigraphique des fractures et le fait de ne pas les prendre en compte dans les modèles peut entraîner des grandes erreurs d'estimation de ces paramètres.

- **Interaction entre les fractures naturelles cimentées et les fractures induites**

Au cours des quinze dernières années, des études ont montré que les fractures naturelles cimentées peuvent avoir un impact sur le comportement des fractures induites ([Fisher et al., 2005](#)). Toutefois, la question de savoir si l'interaction peut être positive ou négative pour la production reste non résolue ([Curtis, 2002](#); [Engelder et al., 2009](#)). Dans les couches denses en fractures naturelles, les fractures induites sont plus courtes ou segmentées en raison de leurs interactions, en revanche, les couches pauvres en fractures naturelles permettent aux fractures induites de se propager davantage ([Younes et al., 2011](#)).

Parmi les différents types de fractures hydrauliques naturelles, les fractures verticales sont les plus susceptibles d'affecter la production, en grande partie parce qu'elles sont les plus abondantes dans les shales. Les fractures transverses d'âges différents produisent un réseau de fractures, mais, selon le degré d'étanchéité et la tendance à la réactivation des premiers groupes, le réseau peut ne jamais avoir été relié hydrauliquement. La réactivation pendant la fracturation hydraulique induite pourrait rendre un tel réseau hydrauliquement connecté pour la première fois. Le ciment de la fracture naturelle peut augmenter la force de

cohésion des fractures naturelles lors d'une réactivation ultérieure et ainsi affecter l'interaction mécanique des fractures induite et naturelles ([Dahi-Taleghani and Olson, 2011](#); [Gale et al., 2008](#); [Tokan-Lawal et al., 2013](#)).

- **Influences des fractures naturelles parallèles à la stratification sur la fracturation induite**

La taille d'une fracture naturelle par rapport aux fractures induites peut également influencer l'interaction pendant la production ([Bahorich et al., 2012](#)), affectant la croissance et éventuellement la circulation du fluide si elle est ouverte ou ré-ouverte. Bien que les contraintes lithostatiques tendent à maintenir les fractures à de faibles angles et scellées, surtout lorsque la pression du fluide diminue pendant la production, elles peuvent agir comme des plans de faiblesse pendant le traitement des fractures induites, entraînant une réactivation horizontale. Ce mécanisme a probablement fonctionné pour la fracturation hydraulique naturelle dans les cas où plusieurs phases de croissance ont utilisé le même plan. Alternativement, les fractures horizontales peuvent agir comme des barrières à la fracturation hydraulique, en particulier dans les cas où leurs épaisseurs cimentées est de plusieurs centimètres ([Gale et al., 2014](#)).

#### *d. Les veines de bitume*

Un tel matériau peut avoir une large gamme de compositions, reflétant une large gamme d'origines possibles. Parmi les bitumes, les asphaltites sont des variétés comportant un point de fusion élevé (supérieur à 100°C). Trois catégories d'asphaltites sont communément distinguées, en fonction de leur maturité croissante : la gilsonite, la glance pitch et la grahamite. Leur mise en place résulte du phénomène de fracturation hydraulique naturelle ([Abu-Mahfouz et al., 2019](#); [Verbeek and Grout, 1992](#); [Zanella et al., 2015b](#)). Les quelques exemples ci-dessous mettent en évidence une répartition mondiale de ces veines avec comme source les roches mères.

- **Exemple des veines de bitume de la formation de la Green River (USA)**

Les veines d'asphaltite sont connues dans un grand nombre de localités, dans le monde entier ([Abraham, 1960](#)). Parmi les premières à être décrites et peut-être les plus connues, nous trouvons les veines de gilsonite du bassin d'Uinta, Utah, USA (Figure 34 A) ([Eldridge, 1896](#); [Hayes, 1866](#)). Dans la formation de la Green Rover, la gilsonite alimente de nombreuses veines, ([Verbeek and Grout, 1992](#)). Les relations intrusives de ces veines de bitume sont semblables à celles établies pour les dykes d'origine ignée ou sédimentaire ([Monson and Parnell, 1992](#)). La formation de ces veines de bitume a été attribuée à une rupture en traction engendrant une fracturation hydraulique naturelle, sous l'action d'un champ de contrainte régional, assistée par une pression fluide élevée ([Verbeek and Grout, 1992](#)). Il a été suggéré que les surpressions

de fluides dans le bassin d'Uinta résultaient de la production rapide d'huile dans des roches à faible perméabilité (Figure 34) ([Bredehoeft et al., 1994](#)).



Figure 34 : Veines de bitume dans la formation de la Green River, Bassin de Uinta, USA, Photo de James St John, <https://www.flickr.com/photos/jsjgeology/25687428435>.

## D. Les migrations de fluides dans les shales

### 1. Types de fluides générés dans les shales

Cette partie est déjà détaillée dans le [chapitre I partie 1 paragraphe II.B.2.b](#). Nous n'allons donc pas détailler ce processus dans les paragraphes qui suivent.

Le fluide généré par la décomposition des solides comble par définition une partie de la porosité. Le fluide en quantité plus importante, doit être expulsé pour maintenir un gradient de porosité/profondeur spécifique et, par conséquent, pour maintenir les gradients de pression (à une perméabilité donnée) dans les shales encaissants. Pendant la diagenèse d'enfouissement, certaines réactions minérales libèrent de l'eau ([Kibodeaux, 2014](#); [Swarbrick and Osborne, 1998b](#)).

#### *a. Fluides diagénétiques : réaction de déshydratation*

Les réactions de déshydratation, fournissant une grande quantité de fluide, sont nombreuses lors de la diagenèse. Dans ce paragraphe, nous citons les deux exemples les plus communs :



- (1) Smectite → illite + silice (quartz) + H<sub>2</sub>O
- (2) Kaolinite + feldspaths potassiques = illite + silice (quartz) + H<sub>2</sub>O

Lors de la compaction et de l'augmentation en température la smectite subira une illitisation et relâchera ses molécule d'eau ([Chamley, 1989](#); [Qin et al., 2016](#)). La quantité d'eau libérée peut être plus importante et atteindre 10 % du volume de la roche ([Burst, 1969](#)), une grande partie de cette déshydratation se produit à des profondeurs inférieures à 3 km et à des températures inférieures à 100 °C, ([Ransom and Helgeson, 1995](#)). La déshydratation du gypse en anhydrite génère environ 60 % de fluide, cela se produit à une profondeur relativement faible (environ 1 km). Le dégagement d'eau de la kaolinite se produit i) lorsque la contribution de l'eau lors de la compaction est faible et ii) lorsque la perméabilité des shales est plus faible qu'au cours de la dégradation de la smectite. Les shales à forte teneur en kaolinite et en feldspaths potassiques peuvent donc produire de grands volumes de fluides pendant l'illitisation, expliqué sur l'équation (2), contribuant probablement de manière significative à la surpression (pour plus de détail, le lecteur est invité à se référer au [paragraphe II.B.2b de ce chapitre](#)).

### *b. Fluides hydrocarbonés : génération*

La production d'huile liquide à partir du kérogène peut contribuer de façon significative à l'accumulation de la surpression ([Dickey, 1981](#)). La différence de densité peut être plus élevée, mais l'effet principal de la conversion du kérogène en huile n'est pas l'expansion du volume, mais le passage de l'état solide à l'état liquide. La transformation des solides en liquide augmente la pression du fluide ([Bjørlykke, 1993](#)).

## **2. Facteurs contrôlant les écoulements de fluides dans les shales**

Les fluides utilisent généralement deux voies principales de migration au sein des shales : la porosité inter-granulaire et les fractures. La plupart des mouvements fluides sont rapides, et donc transmis par les fractures ([Middleton et al., 2000](#)).

La contrainte la plus importante sur l'écoulement des fluides dans les roches mères est l'approvisionnement en fluides, soit à partir de sources externes, soit à directement piégés dans la roche. Le flux total de fluide est lié à la perméabilité et aux gradients de pression pendant toute la durée d'enfouissement puis d'exhumation possible de la roche. L'équation de Darcy régissant le flux des fluides dépend de plusieurs paramètres :

$$Q = k \left( \frac{\theta P}{\theta Z} \right) / \eta \quad (9)$$

Dans de nombreux cas, le flux ( $Q$ ) reste relativement constant dans le temps car il est limité par l'apport de fluides. Le gradient de pression potentiométrique ( $\theta P/\theta Z$ ) est alors inversement proportionnel à la perméabilité ( $k$ ) et la viscosité ( $\eta$ ) varie principalement en fonction de la température. L'écoulement du fluide par compactage montre qu'il s'agit d'un processus très lent et relativement indépendant de la perméabilité ([Berg and Avery, 1995](#)).

Dans un shale mature, les principaux types de fluides sont : i) l'eau d'origine météorique ; ii) l'eau marine dérivée de l'eau de mer ; iii) les fluides générés par les solides (eau libérée lors de la déshydratation des minéraux et de l'huile générée par le kérogène) ; iv) le dioxyde de carbone et autres produits non hydrocarbonés fluides.

#### *a. Contrôle de l'écoulement par la compaction*

Ce sujet a déjà été traité dans la partie consacrée aux surpressions de fluides, et se trouve dans le [paragraphe II.B.1.a de ce chapitre](#). Néanmoins, nous discutons dans les paragraphes qui suivent de l'écoulement des fluides dus à la compaction et non des surpressions qui en résultent.

La compaction mécanique et chimique des sédiments dues à l'augmentation du poids des sédiments sus-jacents produit des gradients de pression qui poussent l'eau hors des roches encaissantes ([Connolly and Podladchikov, 1998](#)). La contrainte tectonique peut également augmenter la compaction mécanique. Le flux de fluide dû à cette compaction est inférieur à la vitesse de sédimentation et au taux de subsidence ([Bjørlykke, 1993](#); [De Caritat, 1989](#)). L'eau interstitielle a donc tendance à s'enfoncer par rapport à la surface ([Bonham, 1980](#)) et, à gradient géothermique constant, elle aura donc tendance à être systématiquement réchauffée avec le temps.

- **Compaction mécanique**

La compaction mécanique implique le réarrangement et la rupture des grains primaires. Son degré peut être prédit à partir de la composition des sédiments et de la contrainte effective. Cet aspect de la compaction est traité en détail dans le [chapitre I partie 1 paragraphe II.B.1.a.](#)

La compaction mécanique exige que l'eau retenue dans la porosité s'échappe. Dans les shales, qui se composent de grains très fins, la perméabilité  $y$  est faible et le taux de compactage est contrôlé par le taux d'écoulement de l'eau. L'augmentation rapide de la contrainte verticale peut être due à l'augmentation du poids des sédiments sus-jacents ou la charge tectonique, e.g. dans les ceintures plissées des bassins sédimentaires. Tant que le déséquilibre de compaction persiste, l'eau interstitielle sera surchargée et la contrainte effective sera réduite. Dans les shales où la perméabilité est faible, la contrainte effective ne

peut pas augmenter rapidement et par conséquent le taux de compaction dépend de la perméabilité des sédiments ([Bjørlykke, 1993](#)).

- **Compaction chimique**

L'illitisation de la smectite n'est pas une « transformation » à l'état solide, mais implique la dissolution de la smectite, tandis que l'illite, et souvent aussi le chlorite, précipitent. Ce processus de dissolution / précipitation signifie que la matrice argileuse est réarrangée, permettant une compaction plus efficace, accompagnée de porosités et perméabilités plus faibles.

A des profondeurs importantes, le kaolin (kaolinite ou dickite) devient instable et si une source de potassium (provenant de feldspaths potassiques) est présente, la kaolinite se dissout et la dickite précipite à des températures autour de 120-140°C ([Beaufort et al., 1998](#); [Bjørlykke, 1994](#)). Ce processus permet de réarranger l'ossature du grain lors de la compaction et de ce fait, diminuera la porosité et la perméabilité de la roche.

### *b. Expansion thermique du fluide*

Tout comme pour la génération des fluides à partir d'un solide, cette partie est déjà détaillée dans le [paragraphe II.B.2.a de ce chapitre](#). Nous faisons ici un court rappel.

L'eau se dilate pendant l'enfouissement car le coefficient de dilatation thermique est supérieur à la compressibilité de l'eau ([Barker, 1972](#)). Une augmentation de la température entraîne une expansion volumique dépendant de l'augmentation de la pression et les changements de salinité ([Daines, 1982](#)). L'altération thermique de l'huile en gaz provoque également une expansion volumique à des profondeurs d'enfouissement inférieures à la température et à la pression critiques.

### *c. L'écoulement des fluides contrôlé par la convection*

Le processus de convection thermique implique que la même eau peut être réutilisée plusieurs fois pour transporter des solides dans le sous-sol, s'affranchissant des problèmes de pénurie d'eau et expliquant le lessivage ou la cimentation (qui peut sembler avoir une source externe). La convection de Rayleigh est difficile à produire dans les roches argileuses, typiquement dans les shales ([Palm, 1990](#)). Les lamelles d'argile dans les silts réduisent le débit du fluide.

#### *d. L'écoulement par les fractures et les failles*

Avant la compaction mécanique, la structure des argiles est caractérisée par des particules d'argile mal orientées formant une " structure de château de cartes " ([Rosenqvist, 1953](#)). Les contraintes de cisaillement provoquant des failles entraîneront une réorientation des particules d'argile le long du plan de la faille, réduisant ainsi la résistance au cisaillement. En raison de leurs propriétés plastiques, les fractures et les failles dans les mudstones mal compactés sont probablement peu perméables.

Les fractures formées dans les shales à faible profondeur peuvent être préservées et contrôler la migration précoce des hydrocarbures ([Henriet et al., 1991](#)). Bjorlykke et al., (1997) ne sont pas du même avis. En raison de la diagenèse d'enfouissement, les fractures formées à faible profondeur peuvent ne pas demeurer des zones de faiblesse aux profondeurs où la production et la migration des hydrocarbures ont lieu.

Les failles dans les shales peuvent être des signes d'une expulsion épisodique de fluide à l'échelle du bassin en raison de l'accumulation d'une surpression en profondeur ([Cartwright, 1994](#)). Les différents mécanismes causant des surpressions de fluides sont détaillés dans les [paragraphe II.B de ce chapitre](#). Le lecteur est invité à s'y référer.

En raison de l'augmentation de la pression de confinement au cours de l'enfouissement du bassin, les fractures ouvertes sont relativement rares. Les surpressions sont la preuve directe que les failles sont associées à une très faible perméabilité. Cependant, pendant une exhumation tectonique, les roches sont surconsolidées et fragiles, les failles sont alors plus susceptibles d'être ouvertes et perméables.

### **3. Migration des fluides**

#### *a. Migration des fluides hydrocarbonés*

La migration des hydrocarbures dans un bassin pétrolier se définit en trois étapes :

- **La migration primaire** qui définit le déplacement des hydrocarbures de la roches mères vers les roches perméables adjacentes ([Illing, 1933](#); [Silverman, 1965](#); [Tiratsoo and Hobson, 1975](#)).
- **La migration secondaire** est le mouvement des fluides dans les roches perméables adjacentes à la roche mère, menant éventuellement à une ségrégation du pétrole et du gaz dans certaines parties de ces roches ([Illing, 1933](#)).
- **La migration tertiaire** est utilisée pour distinguer les mouvements successifs des hydrocarbures après la formation d'une première accumulation d'hydrocarbures dans une roche réservoir ([Illing, 1933](#)).

Nous détaillerons uniquement la migration primaire qui traite de l'écoulement des fluides hydrocarbonés au sein de la roche mère, sujet d'étude de cette thèse.

Aux profondeurs où le kérogène est suffisamment mature pour produire des huiles, les perméabilités des shales adjacents sont très faibles. Comme indiqué dans le [paragraphe III.A.2.c de ce chapitre](#), la production d'huile puis de gaz à partir de kérogène solide résulte d'un changement de phase, augmentant le rapport fluide-solide (et la porosité) et pouvant ainsi provoquer une surpression si l'excès de fluide n'est pas expulsé. La faible perméabilité de la roche et la très haute résistance capillaire à l'écoulement suggèrent que les hydrocarbures ne peuvent pas s'écouler à travers la matrice mais sont forcés de s'écouler le long des fractures dans la roche mère (le shale). Une fois qu'ils sont sortis de la roche mère, le principal moteur de leur migration est la flottabilité (détaillée dans le [paragraphe I.B.2.c](#)) puisque ces huiles et gaz ont une densité inférieure à celle de l'eau ([England et al., 1987](#); [Schowalter, 1979](#)). Cette migration secondaire sera donc pourvue d'une composante ascendante et aura tendance à suivre des voies perméables comme des bancs de grès inclinés et des fractures ouvertes.

#### *b. Anisotropie élastique de la roche mère*

La forte anisotropie intrinsèque dans les roches mères reste importante à de faibles contraintes effectives en raison de la présence de micro fractures subparallèles dans les shales en surpression et thermiquement matures, ayant généré une production et une migration d'hydrocarbures. La combinaison d'un réseau de kérogène anisotrope continu avec des microfractures subhorizontales connectées spatialement fournit un système de drainage efficace. Ce système peut être utilisé par les hydrocarbures pour la production et leur migration dans les réservoirs poreux ou fracturés adjacents ([Vernik and Landis, 1996](#)).

#### *c. Rôle de la diffusion*

L'origine des accumulations d'hydrocarbures avec des rapports gaz/huile élevés dans les sédiments peu matures des bassins géologiquement jeunes ("gaz et condensats précoces") peut s'expliquer par une phase précoce de migration primaire basée principalement sur la diffusion. Au cours des premières étapes de l'histoire de l'accumulation de ces gisements (jusqu'à des millions d'années dans certaines conditions), le gaz dans les shales change et passe d'une composition riche en méthane à une composition de gaz humide. À des niveaux de faible maturité (inférieurs à environ  $R_0 = 0.6\%$ ), même les roches mères sujettes à la production principale d'huile produisent des mélanges d'hydrocarbures légers riches en méthane qui migreront par diffusion. La variation dans la composition du gaz entre les différentes roches réservoir est contrôlée par l'augmentation des distances lors du

transport diffusif des hydrocarbures à partir dans la roche mère (Figure 35). La distance joue donc sur le processus de diffusion ([Leythaeuser et al., 1982](#)).

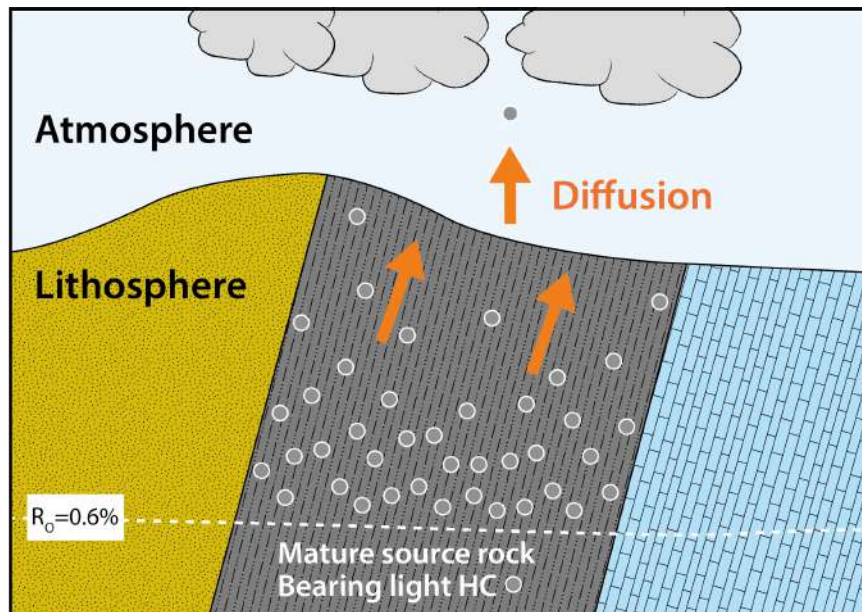


Figure 35 : Représentation schématique du concept de la diffusion des gaz légers dans les roches mères, plus la distance est grande, moins les gaz sont diffusés. Modifié d'après Leythaeuser et al., (1982).

#### d. Réseau de fractures de bitume

La migration primaire dans les shales laisse dans la porosité un résidu de carbone solide décrit comme un réseau de « bitume solide post-huile ». Cardott et al., (2015) on décrit ces réseaux dans les shales du Woodford ([Cardott, 2012](#)). Ce réseau de bitume post génération d'huile de taille micro à pluri micrométrique est surtout utilisé comme indicateur de l'existence d'une migration primaire des huiles. Les réseaux de bitume solide post-huile dans les shales du Woodford montrent i) que la nanoporosité secondaire fournit des sites de stockage pour les hydrocarbures, ii) que ces sites sont des zones de faiblesse permettant la formation de microfractures, et iii) que ces derniers forment également des voies de migration pour les hydrocarbures (Figure 36). Le réseau de bitume solide post-huile démontre la présence antérieure de production et de migration d'hydrocarbures dans les shales et forme de nouvelles voies de migration dans la roche mère pour les hydrocarbures ([Cardott et al., 2015](#)).

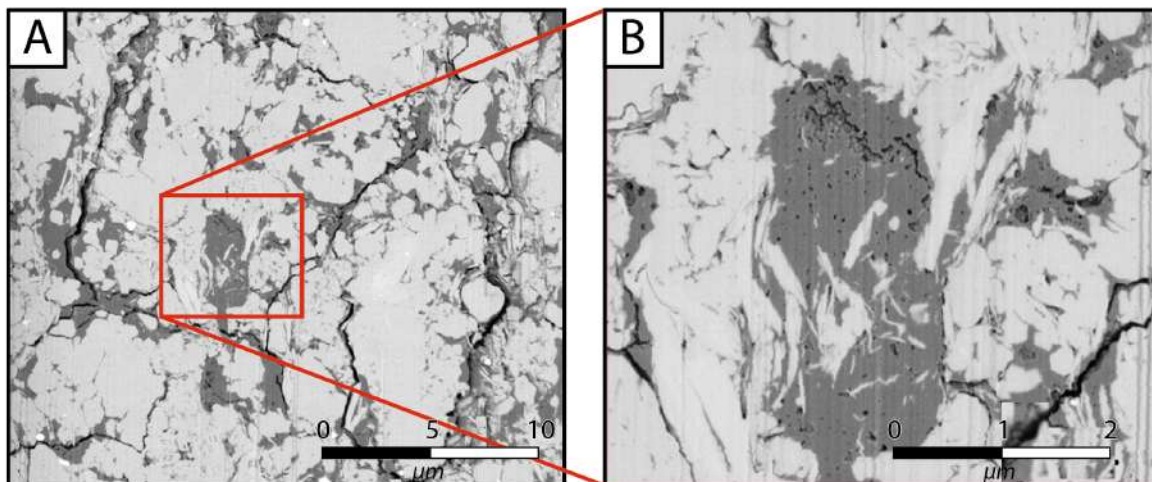


Figure 36 : Images BSE montrant les réseaux de bitume solide post-huile permettant la migration des hydrocarbures dans les shales du woodford. A. Macrofractures développées le long du réseau de bitume solide post-huile démontrant la localisation des zones de faiblesses dans le bitume. B. Nanoporosité dans un réseau de bitume solide post-huile. Les images proviennent de Cardott et al., 2015.

#### e. Pores organophiles

Des composés organiques solubles dans l'eau peuvent être considérés comme des "savons" dans les shales et sont adsorbés par les minéraux argileux. Lorsque la température devient suffisamment élevée, les molécules de "savon" se décomposent et génèrent des huiles. Le bord inférieur de leurs pores organiques se décompose en premier et les hydrocarbures nouvellement formés migrent à travers le reste des pores organiques. De ce fait, les hydrocarbures ne se concentrent que sur les surfaces de certains pores. La formation d'un réseau continu d'organo-pores dans un banc produisant des hydrocarbures est donc probable (Yariv, 1976).



## E. Synthèse

- Le terme de « shale » englobe toute la classe des **roches sédimentaires argileuses à grains fins**, qu'elles soient laminées ou non. Les compositions shales ont en commun des quantités abondantes de **minéraux argileux** (kaolinite, smectite/montmorillonite, chlorite et illite). Leurs perméabilités et porosités sont très faibles, et induisent des circulations de fluide à des échelles nano voire micrométrique. De plus, sur l'ensemble des roches sédimentaires, les shales sont les plus **riches en matière organique** (d'origine lacustre, marine ou terrestre).
- En raison de leur **structure en feuillet**, les minéraux argileux s'alignent préférentiellement le long des plans cristallographiques. Cette organisation spatiale des feuillets provoque une **anisotropie mécanique du shale**. Cette anisotropie est renforcée avec l'**alignement des matériaux organiques** au sein des feuillets d'argiles.
- La composition du shale, sa granulométrie, sa porosité et l'agencement spatial des différents minéraux qui le composent, impliquent des **différences de propriétés mécaniques**. Ces différences rendent ou non les roches sujettes à la fracturation et, dans certains cas, **contrôlent la fréquence des fractures**. Un shale avec de faibles porosité et granulométrie et comportant une proportion plus élevée de minéraux cassants, aura une plus grande résistance à la fracturation comparé à un shale riche en argiles et avec une porosité élevée.
- Les fluides circulant dans les shales peuvent être :
  - **Météoriques**
  - **Diagénétiques** ; piégés au moment du dépôt ou générés par déshydratation minérale (smectite / illite, gypse / anhydrite)
  - **Hydrocarbonés** ; huile, gaz et bitume
- La circulation de fluides au sein du shale dépend de différents facteurs :
  - La **compaction mécanique** induite par le poids des sédiments sus-jacents
  - La **compaction chimique** induite par la dissolution de certains minéraux
  - L'**expansion thermique** du fluide
  - La **convection**
  - La **diffusion** (uniquement pour le gaz)
  - Les **pores organophiles**
  - Les **fractures et les failles**
- Les fluides utilisent deux voies principales pour migrer au sein des shales : la **porosité inter-granulaire** et les **fractures**. L'écoulement du fluide dans la porosité inter-granulaire est un processus lent, au cours duquel la chaleur est facilement dissipée dans la roche hôte. Or la plupart des mouvements fluides s'effectuent rapidement et à des températures élevées, favorisant ainsi la migration par l'utilisation des fractures.

Écoulement  
intergranulaire

- La **compaction mécanique** induite par le poids des sédiments sus-jacents
- La **compaction chimique** induite par la dissolution de certains minéraux
- L'**expansion thermique** du fluide
- La **convection**
- La **diffusion** (uniquement pour le gaz)
- Les **pores organophiles**
- Les **fractures et les failles**



## IV. Les beef dans les shales

### A. Introduction aux beef

#### 1. Historique

Les premières études des beef aussi appelés « Bedding-parallel veins » furent menées pour la première fois sur les côtes littorales sud de l'Angleterre. Webster (1826) décrit des « niveaux de calcite fibreuse interstratifiés dans des shales ». Le terme de 'beef' fut utilisé pour la première fois pour qualifier des veines de calcite fibreuses rappelant la texture de la viande bovine ([Buckland and De La Bche, 1835](#)). Ils écrivent ainsi « Les fibres de calcite, [...] sont perpendiculaires au plan de stratification dans lesquelles elles se situent [...]. Du fait de la ressemblance de ses petites fibres parallèles entre elles aux fibres musculaires animales, cette calcite est connue des chercheurs sous le nom de 'beef' ». Suite à ces deux descriptions, donnant les caractéristiques descriptives pour la reconnaissance du beef, plusieurs auteurs de la fin du XIX<sup>ème</sup> et de la première moitié du XX<sup>ème</sup> siècle référencèrent des beef dans les strates Mésozoïques au sud-ouest de l'Angleterre ([Andrews, 1881](#); [Brodie, 1854](#); [Judd, 1871](#); [Reid et al., 1903](#)) ainsi que dans d'autres parties de l'Angleterre ([Harker, 1908](#); [Judd, 1878](#); [Lee and Buckman, 1920](#)) (Figure 37). Ce terme devint tellement popularisé que deux membres de la formation des mudstones de Charmouth contenant un nombre important de beef fut appelé « Shales-with-beef » et « Chief Beef Member » datées du Jurassique inférieur ([Gallois, 2008](#); [Lang, 1914](#); [Lang et al., 1923](#)). Par analogie, Davies (1915) nota la ressemblance entre les beef et les cristaux fibreux de glace nommés « ice pillars » formant dans le sol des couches horizontales et pouvant être responsables du soulèvement des couches sus-jacentes par le gel ([Davies, 1915](#)).

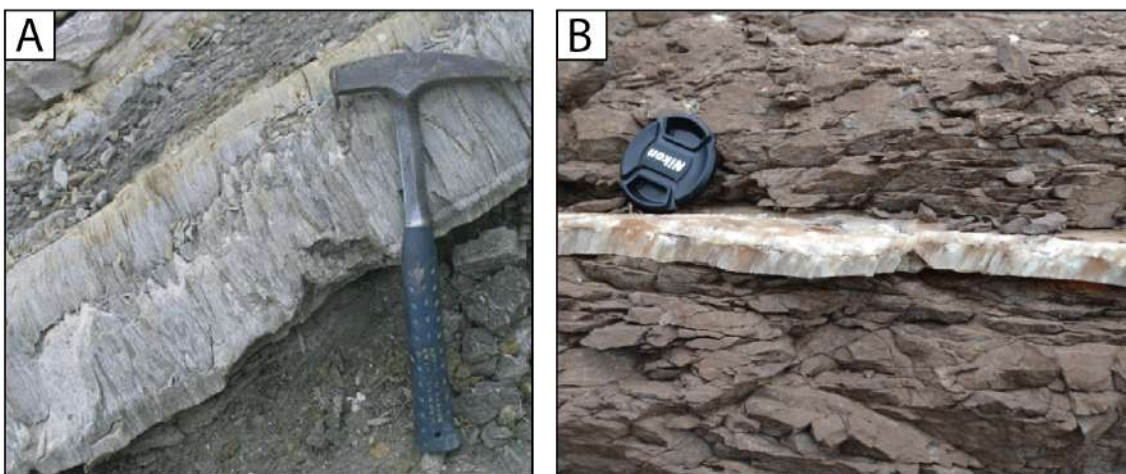


Figure 37 : A. Beef de calcite les Purbeck Beds, Lulworth Cove - Dorset, sud-ouest de l'Angleterre ([Cobbold et al., 2013](#)). B. Beef de la formation de gypse des marnes rouges des mudstones triasiques du bassin de Bristol Channel, à l'ouest de l'Angleterre ([Meng et al., 2017b](#)).

Par la suite, les beef furent décrit dans de nombreuses localités à travers le monde, comme en Amérique du Nord ([Jowett and Schroder-Adams, 2005](#); [LePain et al., 2008](#)), en Amérique du Sud ([Branquet et al., 1999](#); [Martinius et al., 2012](#); [Rubinstein et al., 2005](#)), en Afrique ([Catuneanu et al., 2005](#); [Nicholas et al., 2006](#)), en Europe ([Jochum et al., 1995](#); [Perrone et al., 1998](#)), au Moyen Orient ([Mahboubi et al., 2010](#); [Schwarz and Koehn, 2011](#)), en Asie ([Jiao et al., 2007b](#)) ou encore en Océanie ([Barker et al., 2006](#); [Marshall, 1926](#)).

## 2. Composition minéralogique des beef

Trois catégories de beef ont été identifiées selon leur composition minéralogique. Elles sont détaillées dans les paragraphes ci-dessous.

### a. Les beef de gypse

Les beef de gypse se localisent majoritairement dans les mudstones e.g. ([Cosgrove, 1995](#); [Cosgrove, 2001](#); [Shearman et al., 1972](#)), et dans les facies évaporitiques e.g. ([Geel, 1976](#); [Testa and Lugli, 2000](#)) et ce, sur l'ensemble des bassins sédimentaires mondiaux (Figure 38 A). Néanmoins, Cobbold et al., (2013) ont remarqué qu'ils étaient absents au niveau des latitudes élevées. Ces veines peuvent être comblées par des cristaux de gypse. Ces beef là comportent un ratio longueur / largeur très important, en d'autres termes, leurs fibres sont très allongées avec une épaisseur ne dépassant pas le mm (Figure 38 B). Les formations localisant ces veines sont généralement associées à des forts pics de production évaporitiques, à savoir le Trias moyen et le Néogène. Il est important de noter pour la suite de ce manuscrit, qu'à pression atmosphérique, le gypse est stable jusqu'à des températures d'environ 60 °C. Au-dessus, il se déshydrate en anhydrite ([Jowett et al., 1993](#)). Il peut néanmoins rester hydraté, même à des températures atteignant les 100°C, si le gypse est en contact avec un fluide aqueux avec une  $P_f = P_{\text{litho}}$ .

Leurs mécanismes de mise en place restent mal contraints. Certains auteurs suggèrent que ces beef se mettent en place par des processus de surpression de fluides engendrés lors de la déshydratation du gypse en anhydrite ([Miller et al., 2003](#)). Les beef de gypse peuvent aussi se localiser proche de veines verticales mises en place par des mécanismes de surpression de fluides, e.g. les injectites des collines de Panoche en Californie ([Hurst et al., 2011](#)), et les veines de bitume du bassin de Neuquén, Argentine ([Cobbold et al., 2011](#)).

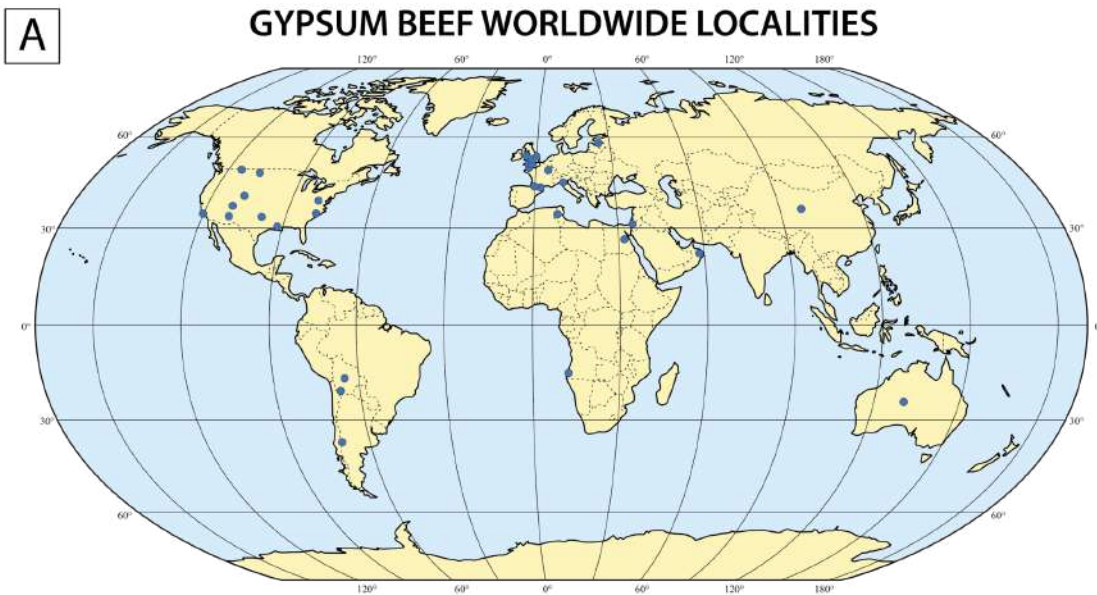


Figure 38 : A. Carte de répartition mondiale des beef de gypse, matérialisés par des cercles bleus. Modifiée d'après Cobbold et al., (2013). B. Beef de gypse dans la formation immature de la Vaca Muerta, affleurement de Los Catutos, bassin de Neuquén, Argentine.

### b. Beef de quartz

Les beef de quartz ont été identifiés par Cobbold et al., (2013) dans 17 localités à travers le globe (Figure 39 A) et se situent majoritairement dans des turbidites, e.g. ([Fornari and Hérail, 1991](#); [Tanner, 1989](#); [Watt, 1898](#)). Ils présentent un ratio longueur / largeur plus faible que les beef de gypse, indiquant que les fibres des beef de quartz ont un diamètre plus élevé pour une même épaisseur de la veine. Les fibres n'ont pas une morphologie homogène, la compétition de croissance cristalline (détaillée dans le [paragraphe IV.B.2.c de ce chapitre](#)) étant très importante. Les âges les plus fréquents pour les roches encaissantes comportant ces beef sont le Phanérozoïque ou l'Ordovicien, qui sont aussi des périodes de glaciations ayant conduit à une intense érosion. Ces beef sont absents dans les roches encaissantes datant du Mésozoïque et du Cénozoïque. Ils se sont très certainement formés à d'importante profondeur, la solubilité de la silice dans l'eau étant très faible sous des températures de 250°C ([Fournier and Rowe, 1977](#)).



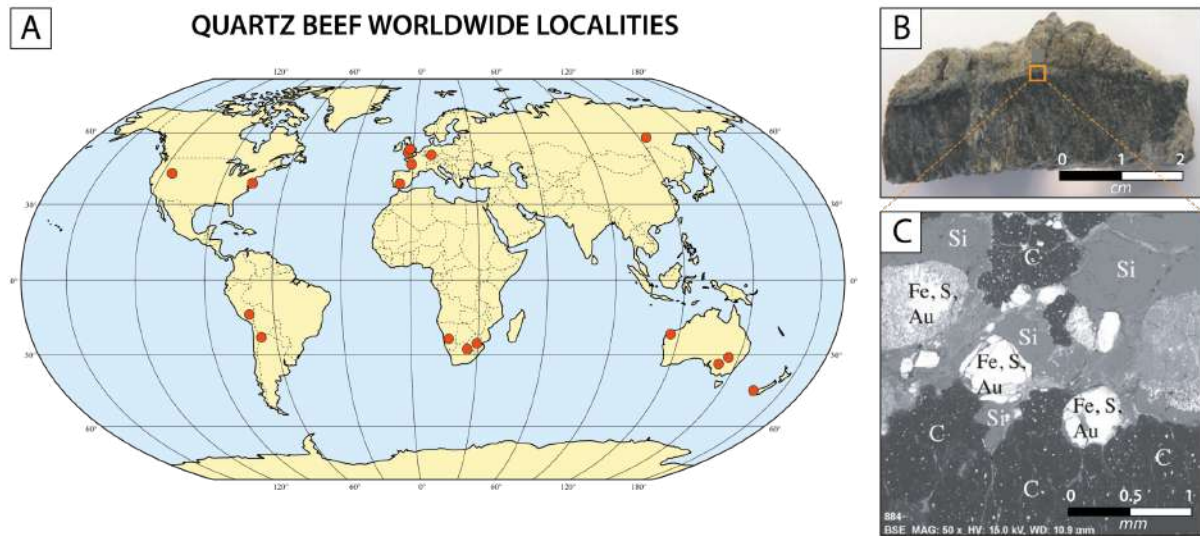


Figure 39 : A. Carte de répartition mondiale des beef de quartz, matérialisés par des cercles orange. Modifiée d'après Cobbold et al., (2013). B. Beef de quartz du Carbon Leader Reef, Mine de Driefontein, Bassin de Witwatersrand, Afrique du sud. C. Image BSE au MEB montrant la distribution des espèces minérales trouvées dans ce beef de quartz, à savoir du Fer (Fe), des sulfures (S), du bitume (C, pour le carbone) et du quartz (Si, pour la silice).

Les beef de quartz peuvent contenir des fragments de bitume rendant la couleur du beef noir (Figure 39 B), de l'uraninite, de l'or ou des sulfures métalliques (Figure 39 C) (Grové and Harris, 2010; Parnell, 1999).

### c. Beef de calcite et quartz

A des températures intermédiaires de cristallisation entre le quartz et la calcite (150 °C à 250 °C), ces deux minéraux peuvent précipiter presque simultanément à partir de fluides aqueux de composition différente (l'un enrichi en  $\text{SiO}_2$  et l'autre enrichi en  $\text{CaCO}_3$ ), ce qui

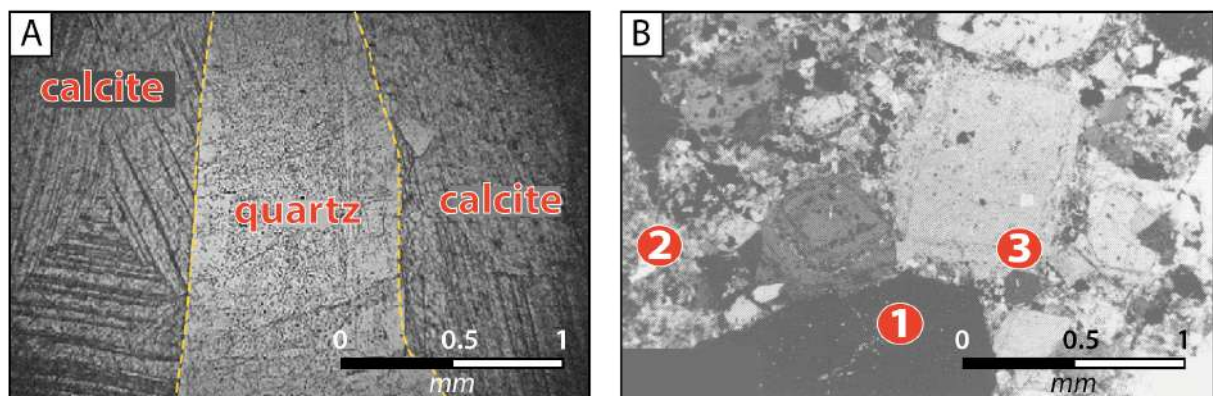


Figure 40 : Photos des beef hybrides au microscope optique. A. Intercalation de fibres de quartz entre deux fibres de calcite dans les beef de la Sierra Madre orientale, au nord-est de Mexico (Fischer et al., 2009). B. (1) fragments de black shales et ciment de remplacement principalement composé de carbonates. (2) Porphyroblastes carbonaté montrant des anneaux de surcroissance suggérant une recimentation du quartz. (3) Ciment microsparitique (Branquet et al., 1999).

explique des beef « hybride » (Figure 40 A) (Fischer et al., 2009). De telles veines se localisent généralement au niveau des ceintures plissées (Cobbold et al., 2013). Certaines veines hybrides peuvent transporter des minéraux accessoires d'importance économique, comme des sulfures ou de l'émeraude (béryl vert).

En Colombie, ces beef hybrides situés des deux côtés de la Cordillère orientale renferment de nombreux fragments de roches encaissante et de recristalisation, (Figure 40 B) (Branquet et al., 1999). Ces veines contiennent également, outre la calcite, le quartz et l'émeraude, de la pyrite, du bitume, de la fluorite et de la dolomite. Branquet et al., (2009) expliquent la mise en place de ces beef par processus de fracturation hydraulique résultant de surpression de fluide liées à de grande quantité de gaz générées.

Les beef de calcite, sujet d'étude de ce manuscrit, sont détaillés dans la suite de ce chapitre.

### 3. Beef de calcite et répartition mondiale

Les beef de calcite sont courants dans les bassins sédimentaires du monde entier, en particulier dans ceux présentant des strates de faible perméabilité. Cobbold et al., (2013) ont établi un catalogue mondial de la répartition de ces veines (110 localités répertoriées). Gale

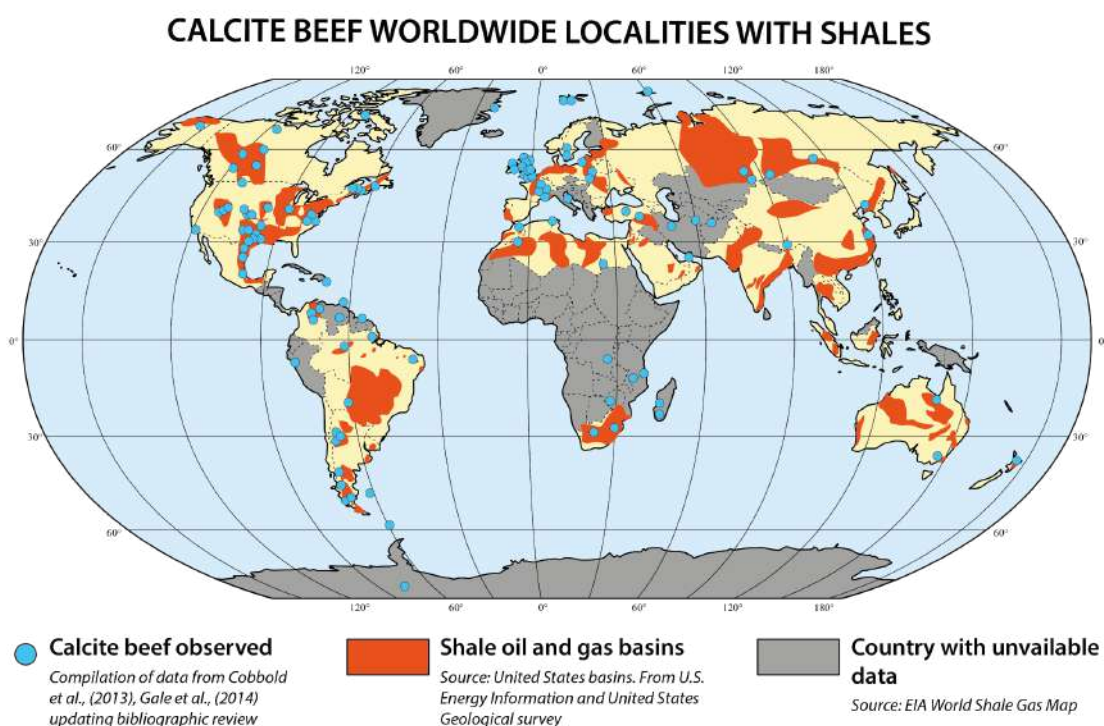


Figure 41 : Carte mondiale regroupant tous les beef de calcite référencés dans le monde. Il s'agit d'une compilation de données des travaux de Cobbold et al., (2013) ; Gale et al., (2014) ; Zanella et al., (2019) ainsi que les nouveaux beef décrits et référencés depuis 2014 jusqu'à 2019. Les principaux shales produisant des huiles et des gaz sont répertoriés en orange et les zones non renseignées sur les shales sont grisés.

et al., (2014) ont complété ce catalogue en s'intéressant principalement aux beef présents dans les grands bassins nord-américains. Ces beef de calcite sont communs dans les shales riches en matières organique d'origine marine et carbonatée, en particulier celles d'âges i) du Cambrien-Ordovicien, ii) du Dévonien-Carbonifère, iii) du Jurassique inférieur, ou encore iv) du Crétacé-Paléogène.

La carte de la Figure 41 montre la localisation des beef superposée aux principales roches mères matures. Toutes les références des beef sont dans les articles des auteurs cités ([Cobbold et al., 2013](#); [Gale et al., 2014](#); [Zanella et al., 2020](#)). Cette carte a ensuite été complétée avec une compilation des travaux plus récents ([Ma et al., 2016](#); [Ma et al., 2017](#); [Maher et al., 2016](#); [Pichat, 2017](#); Şen and Kozlu, 2019; [Wanas et al., 2019](#)). Il apparaît clairement que les beef sont observés quasi constamment dans les roches mères générant, ou ayant généré, des hydrocarbures. De plus, il semble également exister un lien entre la distribution des beef et les zones de surpressions de fluides dans les bassins sédimentaires (Figure 42) ([Yassir et al., 2002](#)). En effet, de nombreuses localités de beef se situent dans les domaines sédimentaires en surpressions de fluides.

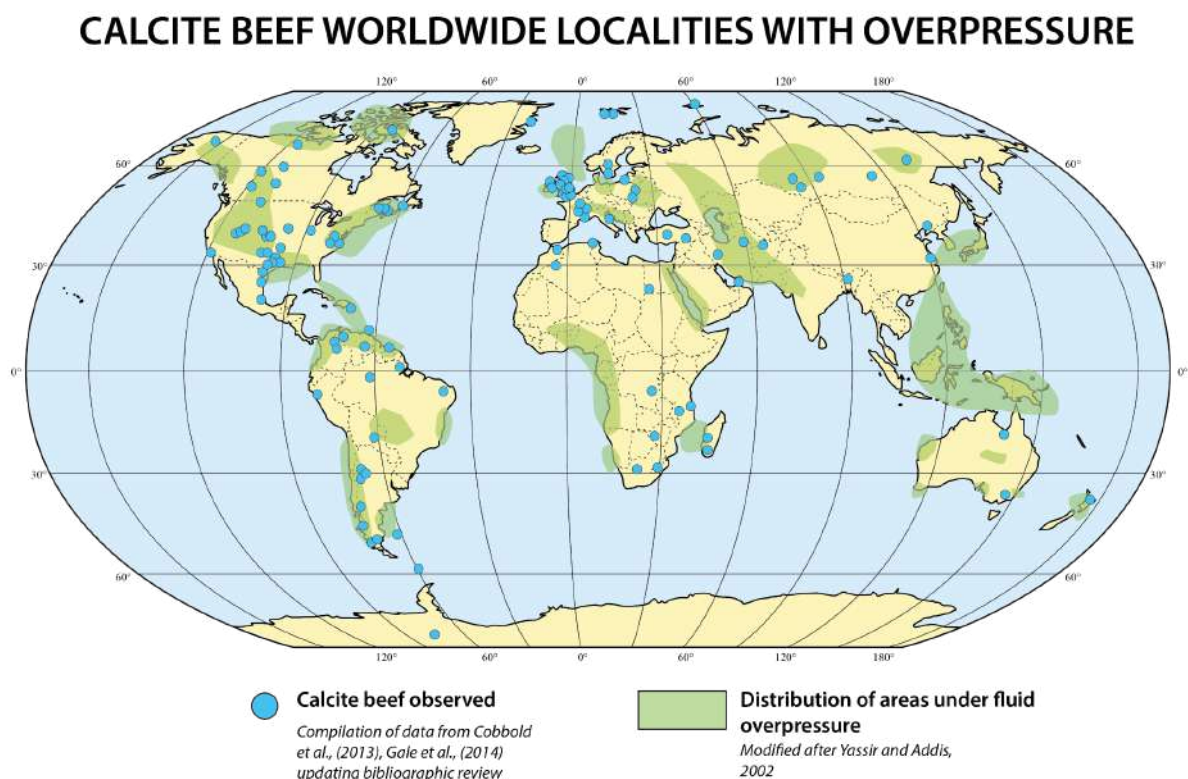


Figure 42 : Carte mondiale regroupant tous les beef de calcite référencés dans le monde. Il s'agit d'une compilation de données des travaux de Cobbold et al., (2013) ; Gale et al., (2014) ; Zanella et al., (2019) ainsi que les nouveaux beef décrit depuis 2014 jusqu'à 2019. Les zones vertes sont les principales zones de surpressions compilées de Yassir et al., 2002.

## 4. Morphologies et compositions

### a. La zone médiane

L'observation de la section transversale des beef offre souvent la vision d'une veine minéralisée ayant une symétrie marquée par la présence d'une *zone médiane en son centre*. Cette zone généralement très peu épaisse, de l'ordre de quelques dizaines de micromètres à 2 mm (Figure 43 A & B) ([Meng et al., 2018a](#); [Zanella et al., 2015a](#)). La zone médiane est généralement parallèle à la stratification. Elle se matérialise par une ligne marquée par la présence de constituants multiples tels que de très petits minéraux formés lors de l'initiation de la veine (Figure 43 C & D), de fragments de roche encaissante ([Meng et al., 2018a](#)) ou encore du bitume ([Weger et al., 2019](#)). Les beef de calcite étant décrits par la majeure partie des auteurs comme des veines *antitaxiales* ([Rodrigues et al., 2009b](#)) (ce processus est détaillé dans le [paragraphe IV.B.2.c](#)), la *zone médiane* forme le substrat de cette croissance ([Oliver and Bons, 2001](#)).

Bons et al., 2012 préfèrent le terme de « zone médiane » à celui de « ligne médiane ». En effet, la zone médiane a habituellement une largeur et une épaisseur qui varient et qui est limitée, ce qui n'en fait donc pas une ligne au sens strict du terme. La zone médiane matérialise donc l'initiation de la veine et donc l'initiation de la fracturation ([Bons and Montenari, 2005](#); [Oliver and Bons, 2001](#)). Bien souvent horizontales et continues, il apparaît que ces zones médianes puissent aussi être courbées. Cette courbure est en général liée à la géométrie de l'initiation de la fracture dans la roche encaissante ([Meng et al., 2018a](#)). Il existe des zones médianes superposées dans les beef, elles sont interprétées comme étant simultanément générées lors de la génération de fractures « en échelon » qui ont ensuite été cimentées par de la calcite (Figure 43 E). Souvent, les fragments de roche encaissante dans la zone médiane sont déformés par la propagation des fractures ainsi que par la croissance cristalline (Figure 43 F et G) ([Cobbold et al., 2013](#); [Meng et al., 2018a](#); [Ukar et al., 2017a](#)).

### b. Morphologie cristalline

La morphologie cristalline fibreuse des beef est un des critères originaux qui a mené à leur définition (Webster 1826). Dans la littérature, le terme " fibreux " désigne habituellement des cristaux nettement allongés. Cela peut être le cas dans une veine, si celle-ci est remplie d'un minéral normalement fibreux, comme l'amiante. Cependant, les beef sont souvent remplis de calcite, minéral qui n'est habituellement pas fibreux. De plus, ces veines se composent également de minéraux ayant une tendance étirée ou encore elongated-blocky. Ainsi pour interpréter correctement ces veines, il est important de distinguer clairement les différents types de morphologies cristallines présentes dans les beef ([Bons, 2001a](#); [Bons, 2000](#); [Bons and Montenari, 2005](#)) :



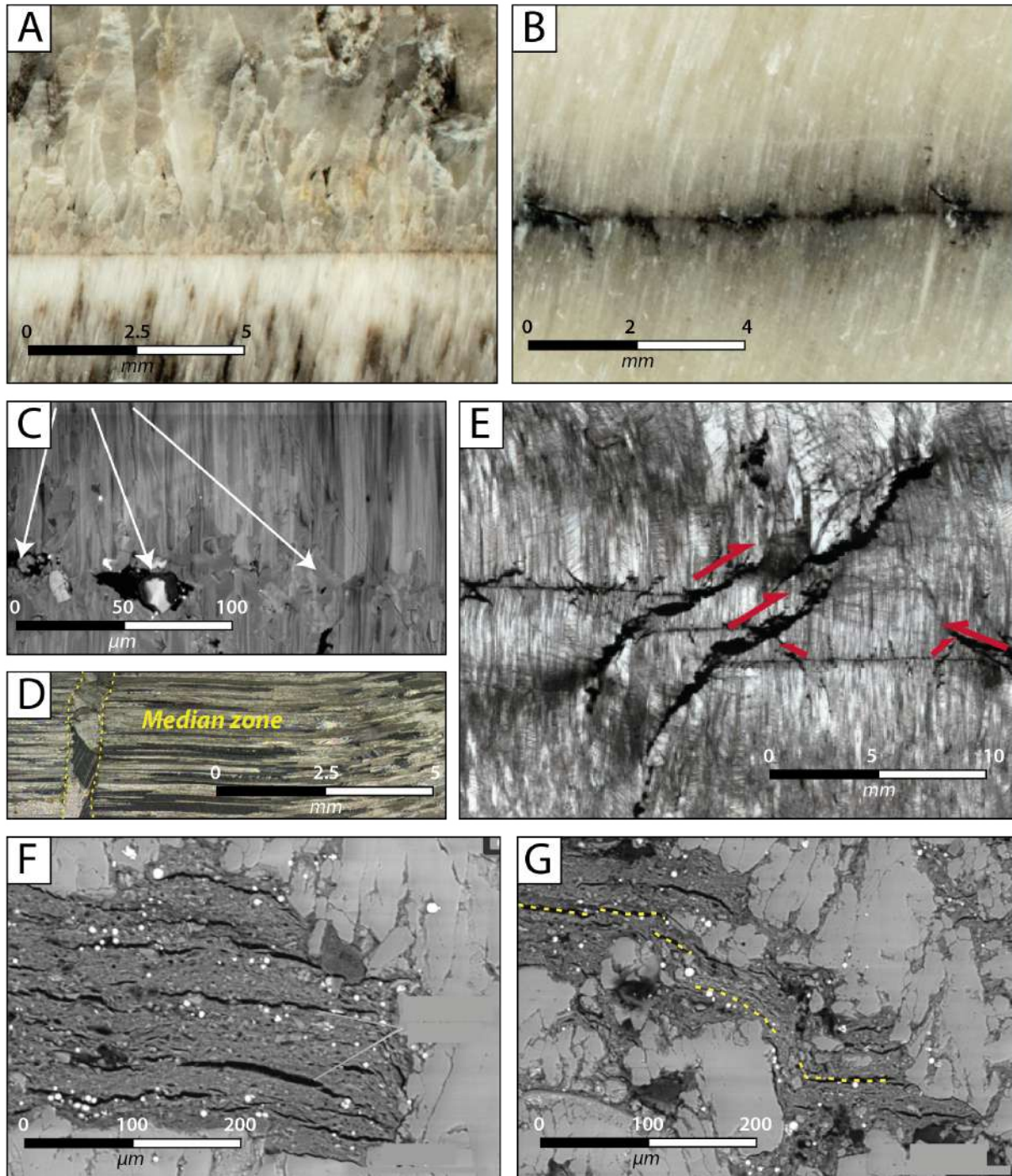


Figure 43 : A. Beef composé de cristaux de taille variable au contact de la zone médiane (Weger et al., 2019). B. Bitume et matière organique piégés dans la zone médiane (Weger et al., 2019). C. Cristaux blocky à elongated blocky au niveau de la zone médiane (Ukar et al., 2017a). D. Cristaux blocky dans la zone médiane (Bons et al., 2012). E. Chevauchement de zones médianes (Ukar et al., 2017a). F. Anisotropie des shales (roche encaissante) de la zone médiane parallèle aux épontes (Meng et al., 2018a). G. Shales de la zone médiane déformés (Meng et al., 2018a).

- **Les cristaux étirés** se forment par l'étirement progressif des cristaux de la veine (Durney and Ramsay, 1973). Ces cristaux couvrent généralement toute la largeur de celle-ci et ont généralement des limites dentelées (Figure 44 A) (Hilgers and Urai, 2002b; Prajapati et al., 2018a; Ramsay, 1980).



- **Les cristaux elongated-blocky** se forment au cours de la croissance de la veine. La compétition cristalline étant forte au moment de leur croissance, certains cristaux deviennent plus gros que d'autres et donnent des formes de type *lame de couteau* (Figure 44 B) (Bons, 2001b; Fisher and Brantley, 1992a). Cependant, cette compétition de croissance n'est pas toujours présente et elle est souvent absente lorsque la fracture a une surface rugueuse et est très étroite (Urai et al., 1991). Ainsi, Hilgers et Urai (2002) ont estimé que la compétition de croissance cristalline est totalement inhibée lorsque la fracture est inférieure à environ 10  $\mu\text{m}$ . L'orientation de cette croissance n'est pas seulement déterminée par la direction (incrémentale) lors de l'ouverture, mais aussi par cette compétition cristalline (Hilgers et al., 2001). La direction de croissance moyenne diffère de la direction d'ouverture de la veine et les cristaux ne suivent donc pas nécessairement la trajectoire d'ouverture de la veine (Bons, 2001a; Cox, 1987; Hilgers et al., 2001; Koehn et al., 2000; Koehn and Passchier, 2000; Urai et al., 1991).

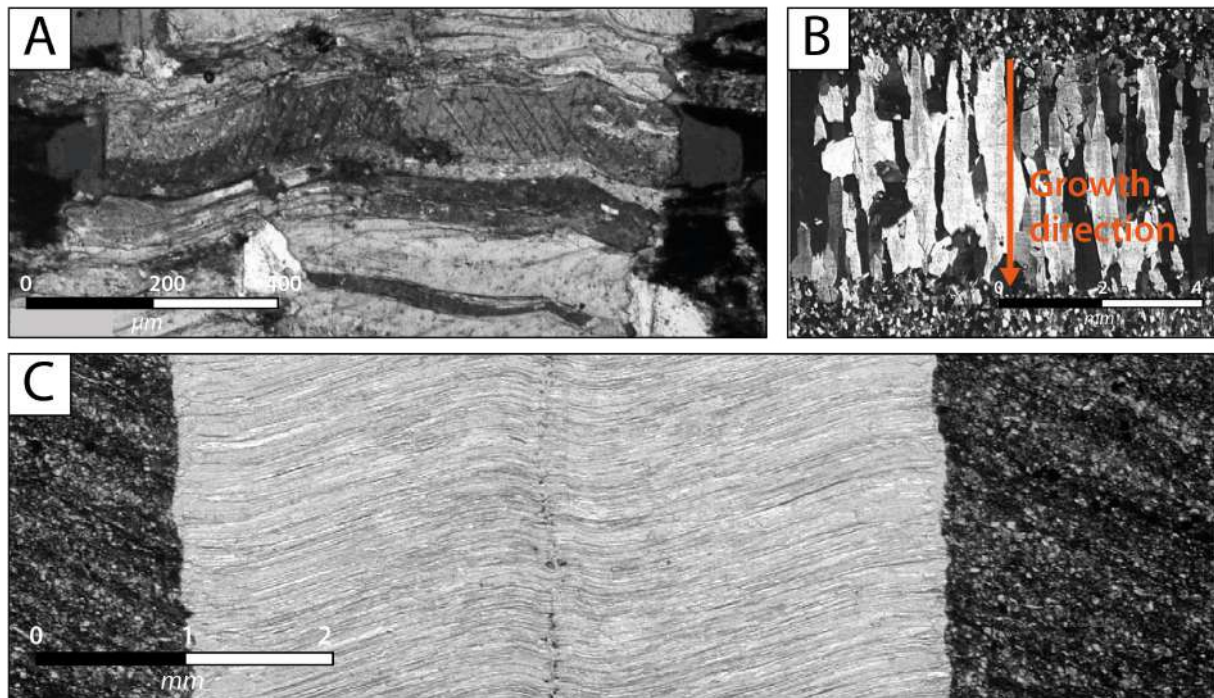


Figure 44 : Différents beef de calcite avec des morphologies cristallines différentes. A. Cristaux étirés (Hilgers and Urai, 2002). B. Cristaux elongated-blocky (Hilgers and Urai, 2002b). C. Cristaux fibreux (Bons and Montenari, 2005).

- **Les cristaux fibreux** : certains beef contiennent des cristaux dont la cristallisation s'est effectuée préférentiellement dans une direction donnée et très peu, ou pas du tout, dans le plan parallèle à la veine. Ce mécanisme de croissance implique que la compétition cristalline est supprimée ou complètement inefficace (Bons and Jessell, 1997; Hilgers and Urai, 2002b; Mügge, 1928; Urai et al., 1991). Les fibres sont souvent courbées sans aucune déformation de la roche encaissante, ce qui indique qu'elles ont pris une forme courbe en suivant la trajectoire d'ouverture de la veine (Durney

[and Ramsay, 1973](#)). Hilgers et Urai (2002) ne font pas de distinction nette entre les cristaux elongated-blocky et les cristaux très fibreux, mais ils considèrent ces derniers comme le stade terminal où la compétition cristalline est supprimée. En revanche, Bons et Jessell (1997) et Bons (2000) soutiennent le fait que les cristaux très fibreux devraient être distingués des cristaux elongated-blocky. Ils affirment que les cristaux très fibreux ne peuvent pas grandir dans une fracture ouverte comme le font les cristaux elongated-blocky, mais sur une surface qui maintient la cohésion mécanique ([Mügge, 1928](#)).

### *c. Autres constituants des beef*

- **Roche encaissante**

De nombreux auteurs ont observé des fragments de roches encaissante (shales) piégés dans les fibres de calcite des beef (Figure 45 A & B) ([Liu et al., 2017a](#); [Meng et al., 2018a](#); [Ukar et al., 2017a](#); [Zanella et al., 2014b](#)). Comme détaillé précédemment, certains de ces fragments se situent au niveau de la zone médiane (Figure 43) tandis que d'autres se retrouvent aux interstices des fibres (Figure 45 B). Lorsque que ces fragments sont intensément présents, le beef peut avoir un aspect grisâtre comme les beef de la formation du Blue Lias, dans le Bassin du Wessex ([Zanella et al., 2015a](#)).

La morphologie des fragments de roche encaissante est parfois très singulière. Ainsi, Hilgers et Urai (2005) ont décrit des inclusions sinusoïdales dans les beef du bassin de Bohai (Figure 46 A). D'autres fragments prennent la forme des coquilles de bioclastes présentes dans les shales. Celles-ci présentent alors des formes en U ou en V fragmentées (Figure 46 B & C) ([Hooker and Cartwright, 2016](#); [Maher et al., 2016](#)). Ces coquilles semblent être asymétriques en 3D et seraient pour certaines similaires aux structures de « cone-in-cone » observées dans le bassin du Wessex (Figure 46 D) ([Lang et al., 1923](#); [Sorby, 1860](#); [Tarr, 1922](#)). D'autres coquilles ne sont pas imbriquées, mais elles présentent deux tailles différentes : i) les petites ont tendance à s'allonger de part et d'autre de la zone médiane et pointer vers les épontes de la veine (Figure 46 E) : ii) les plus grandes quant à elles, peuvent recouper entièrement le beef et atteindre jusqu'à 5 cm de long (Figure 46 F) ([Rodrigues et al., 2009b](#)).

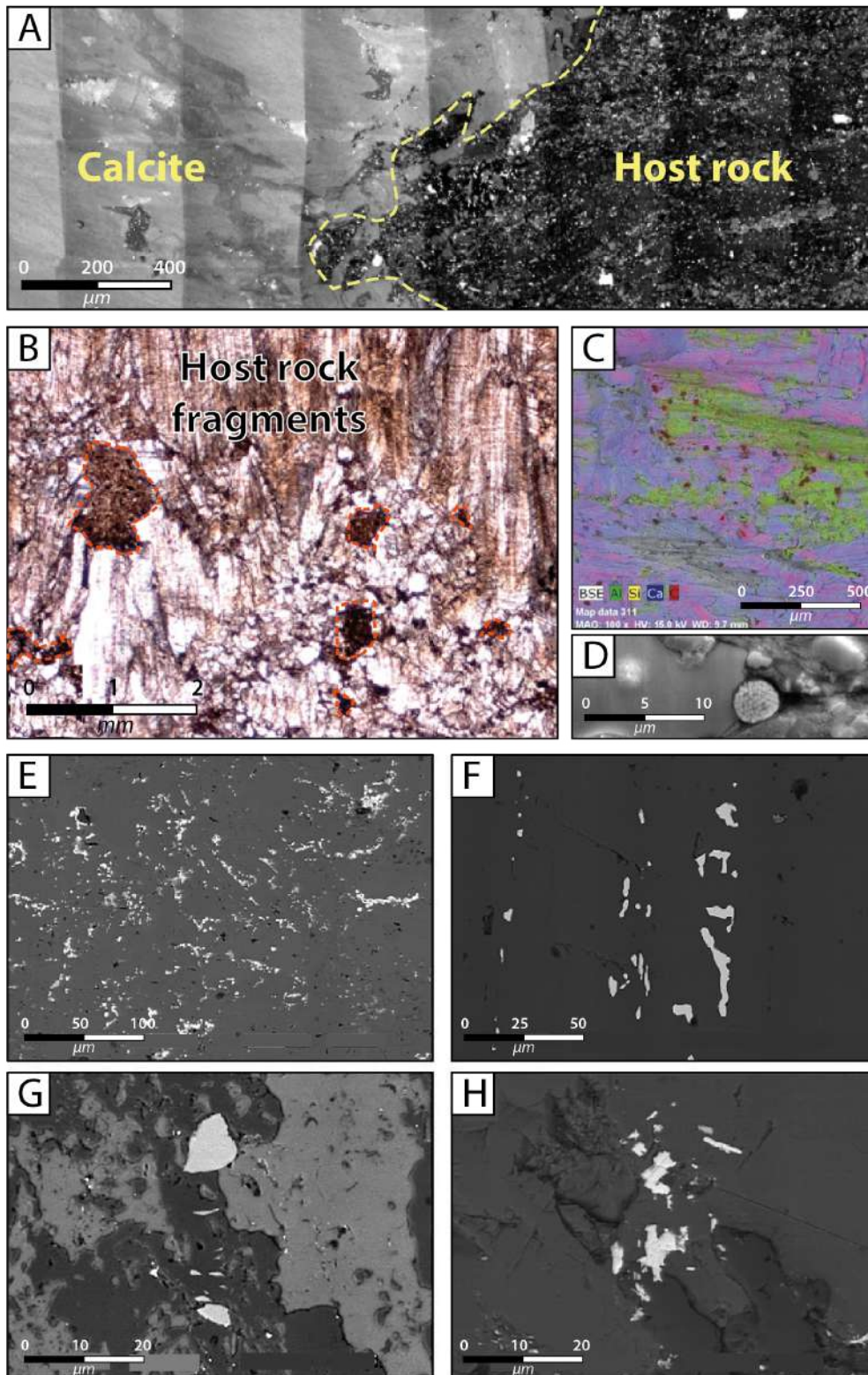


Figure 45 : Différents composants mineurs observés dans les beef. A. Matrice (shales) dans les beef de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine ([Ukar et al., 2017a](#)). B. Fragments de shales dans les beef dans les calcaires du Crétacé, bassin de Magellan, Argentine ([Zanella et al., 2014b](#)). C. Image BSE et X-ray des beef contenant des shales (en vert) et des hydrocarbures (rouges), de la formation du Blue Lias, bassin du Wessex ([Zanella et al., 2015a](#)). D. Pyrite framboïdale entre les fibres de calcite des beef de la formation de la Vaca Muerta, Bassin de Neuquén, Argentine ([Hernández Bilbao, 2016](#)). Les images BSE suivantes représentent des beef appartenant au membre de Poll  $\alpha'$  Mhuilt dans les shales rouges, groupe de Stoer, au nord-ouest de l'Écosse ([Parnell et al., 2014](#)). E. Hématite entre les cristaux de calcite. F. Barite entre les cristaux de calcite. G. Quartz et apatite entre les cristaux de calcite. H. Terres rares entre les cristaux de calcite.



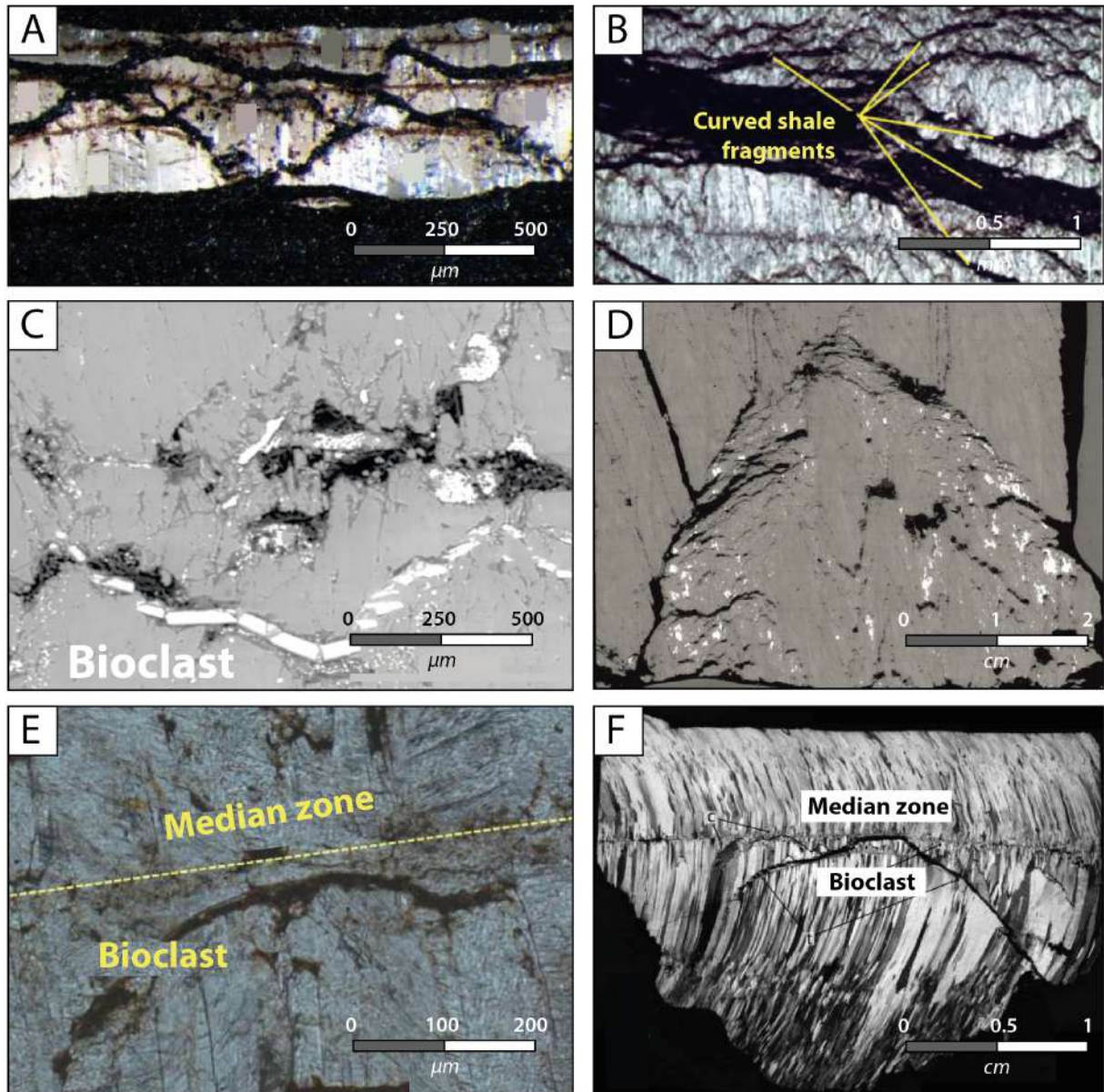


Figure 46 : A. Fragments de la roche encaissante sinusoïdaux, Dongying Depression, bassin de Bohai, Chine ([Luan et al., 2019](#)). B. Fragments de la roche encaissante sinusoïdaux, Zhanhua Sag, Dongying Depression, bassin de Bohai, Chine ([Ma et al., 2016](#)). C. Bioclastes fragmentés en forme de V, formation de Charmouth, bassin du Wessex, Angleterre ([Meng, 2017](#)). D. Structure des fragments de shales en « cone-in-cone », formation de Charmouth, bassin du Wessex, Angleterre ([Meng, 2017](#)). E. Petit bioclaste, Dongying Depression, bassin de Bohai, Chine ([Luan et al., 2019](#)). F. Grand bioclaste, formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine ([Rodrigues et al., 2009b](#)).

- **Éléments accessoires**

Ces fragments de shales peuvent aussi contenir quelques morceaux de bitume ainsi que des pyrite (Figure 45 C&D) ([Hernández Bilbao, 2016](#)). Les beef peuvent contenir des minéraux authigéniques mineurs tels que i) des cristaux d'hématite mélangés avec de la calcite et donnant un couleur rouge (Figure 45 E), ii) du quartz au niveau des épontes de la veine, iii) de la barite précipitée entre les fibres de calcite (Figure 45 F), iv) des cristaux d'apatite souvent associés avec du quartz (Figure 45 G) et v) des terres rares dans les carbonates (Figure 45 H) ([Gale et al., 2014](#); [Parnell et al., 2014](#)).

- **Matière organique et hydrocarbures**

Des morceaux de bitume (hydrocarbure solide) localisés entre les fibres de calcite ont été observés dans des beef provenant de différents bassins ([Hernández Bilbao, 2016](#); [Liu et al., 2017a](#); [Meng et al., 2018a](#); [Ukar et al., 2017a](#); [Wang et al., 2018](#); [Zanella et al., 2014b](#)). Ces fragments se localisent à divers endroits dans la structure interne des beef. Ils peuvent ainsi être présents dans la zone médiane, comme pour les beef de Vaca Muerta du bassin de Neuquén, ou le long des épontes de la veine et ainsi suivre les surfaces irrégulières parallèles aux épontes de la veine, ou encore se matérialiser sous la forme de fragments inter-cristallins, notamment aux endroits où les fibres de calcite commencent à se courber (Figure 47 A & B). Cette dernière observation indique une concomitance entre la présence d'un hydrocarbure liquide et d'une phase tectonique ([Zanella et al., 2015b](#)).

Les beef renferment parfois des fragments de matière organique localisés entre les fibres de calcite au niveau de la zone médiane ou au contact entre les fibres et les épontes de la veine. Ils sont largement disséminés dans les beef, remplissant les espaces entre les cristaux voisins de calcite. Ils restent plus fréquents dans les zones médianes, intimement associés aux particules d'argile, aux fragments squelettiques et aux cristaux de pyrite (Figure 47 C). Plusieurs auteurs ont observés cette matière organique qui correspond à du kérogène amorphe dans les beef i) de la formation de Charmouth, bassin du Wessex en Angleterre (Figure 47 D) ([Meng, 2017](#)), ii) de la formation de Vaca Muerta, bassin de Neuquén en Argentine ([Hernández Bilbao, 2016](#)) ou encore iii) dans la Dongying Depression, bassin de Bohai en Chine ([Luan et al., 2019](#)). Cette matière organique a différentes origines et peut provenir : du phytoplancton dégradé, d'activité bactérienne, de résines végétales supérieures ou encore des produits amorphes issus de la diagénèse des tissus macrophytes ([Tyson, 1995](#)). Pour plus d'information sur l'origine de cette matière organique le lecteur est invité à se référer au [chapitre I partie 1 paragraphe III.A.3](#). La matière organique se présente sous forme de particules sans structure ou sous forme de plaques éparses de formes variées et de tailles allant de quelques microns à 500 µm.



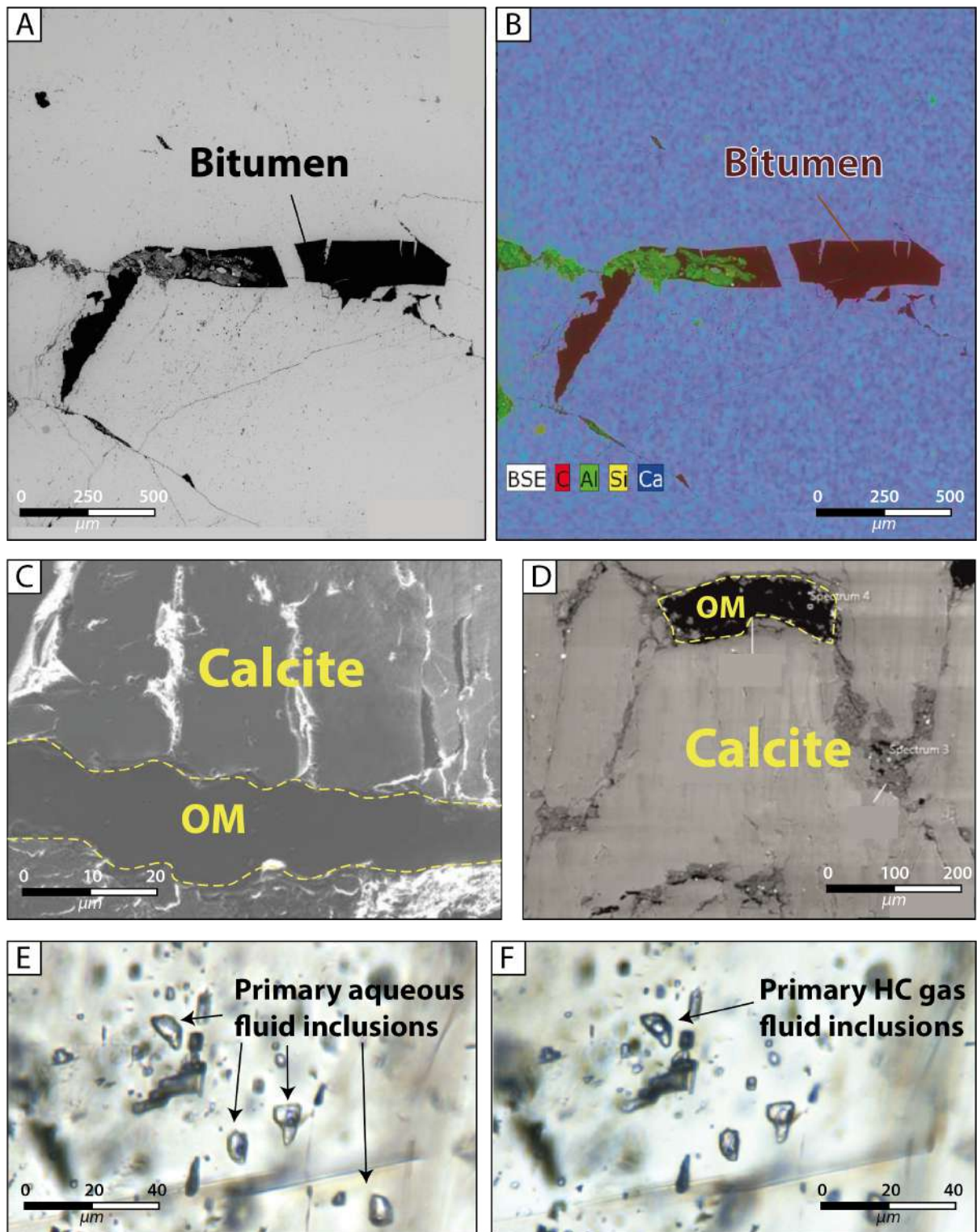


Figure 47 : Diverses formes de matière organique piégée dans les belemnites. A. Lamelle mince au microscope optique montrant du bitume piégé dans les fibres de calcite dans les belemnites de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Zanella et al., 2015b). B. Lamelle mince analysée à la cartographie EDS montrant le bitume (en rouge) associé à des shales (en vert) et piégés dans les fibres de calcite dans les belemnites de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Zanella et al., 2015b). C. Image BSE de la matière organique piégée au niveau de la zone médiane d'un belemnite de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Hernández Bilbao, 2016). D. Image BSE du kérogène amorphe dans les cristaux de calcite d'un belemnite de la formation de Charmouth, bassin du Wessex, Angleterre (Meng, 2017). E & F. Inclusions fluides respectivement aqueuses et hydrocarbonées des belemnites de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Fall and Ukar, 2016).

De plus, des inclusions fluides ont été observés dans des beef de différentes localités. Ils contiennent généralement de nombreuses inclusions fluides aqueuses (AQ) primaires et secondaires (Figure 47 E). Elles contiennent souvent deux phases, une liquide et une autre vapeur. Dans certains beef, des inclusions d'hydrocarbures fluides (liquides et gaz) ont été observées (Figure 47 F) ([Fall and Ukar, 2016](#); [Luan et al., 2019](#); [Ma et al., 2016](#); [Rodrigues, 2008](#); [Zanella, 2013](#)). Les cristaux porteurs d'inclusions hydrocarbonnées contiennent également généralement de nombreuses inclusions fluides aqueuses (AQ) primaires et secondaires (Figure 47 E). Fall et Ukar (2016) décrivent notamment des inclusions hydrocarbonnées à gaz avec une composition dominante en méthane. La coexistence de deux types d'inclusions, aqueuse et hydrocarbonnée (HC) dans le même assemblage cristallin indique que deux fluides étaient présents lors de la précipitation de calcite des beef ([Fall et al., 2019](#)). Les inclusions fluides AQ et HC sont principalement orientées dans le sens des axes des cristaux de calcite. Rodrigues (2008) a observé des inclusions HC avec du gaz à condensat dominant, des inclusions HC biphasées avec la phase d'huile dominante et des inclusions HC à trois phases (AQ, huile et gaz). Ces résultats indiquent que les beef de la formation de la Vaca Muerta, où les inclusions ont été retrouvées, se mettent préférentiellement en place dans des roches mères matures typiquement dans une fenêtre à huile tardive voire au début de la fenêtre à gaz. Des inclusions fluides AQ biphasées et HC biphasées ont été observées dans les shales lacustres de la Dongying Depression, bassin de Bohai, Chine ([Luan et al., 2019](#); [Ma et al., 2016](#)). Il est important de noter que la taille des des inclusions de fluides présentes dans les beef est généralement très petite et que celle-ci n'excède que très rarement 10 µm.

La présence d'huile et de bitume piégés dans certains cristaux de calcite des beef indiquent que ces fracture ont servi, au cours d'une certaine période de l'histoire géologique des bassins sédimentaires, de voies de migration pour les fluides diagénétiques ainsi que pour les hydrocarbures fluides dans des shales très peu perméables ([Weger et al., 2019](#)).

#### *d. Les beef comme marqueurs de la déformation*

- **Beef syn-tectonique**

Pour les beef de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén en Argentine, Ukar et al., (2017b) ont observé des structures internes appelées « structures domales », de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres de diamètre dépassant d'environ 1 cm des surfaces supérieures et inférieures des beef (Figure 48 A). Ces structures sont reconnaissables aux surfaces des beef de par leur boursoufflures marquant des formes ellipsoïdales à arrondies. Elles sont caractérisées de la calcite fibreuse semblant être individualisée du reste des fibres du beef par une surface constituée de fragments de la roche encaissante. Elles sont interprétées comme des structures de *pop-up* délimitées par des failles de chevauchement (Figure 48 B). Ces structures domales se distinguent des structures

coniques, dites « cone-in-cone » (Sorby, 1860), par le fait qu'elles ne sont pas le résultat d'une croissance cristalline différentielle, mais qu'elles sont formées par des contraintes compressives parallèles à la stratification au cours de la croissance des beef (Figure 48 C). Il est possible que certaines structures domales aient pris naissance sur des structures coniques comme celles décrites par Rodrigues et al., (2009). Ainsi, les structures domales sont des structures internes aux beef témoignant de leur croissance au cours d'une période compressive ayant affectée la roche encaissante.

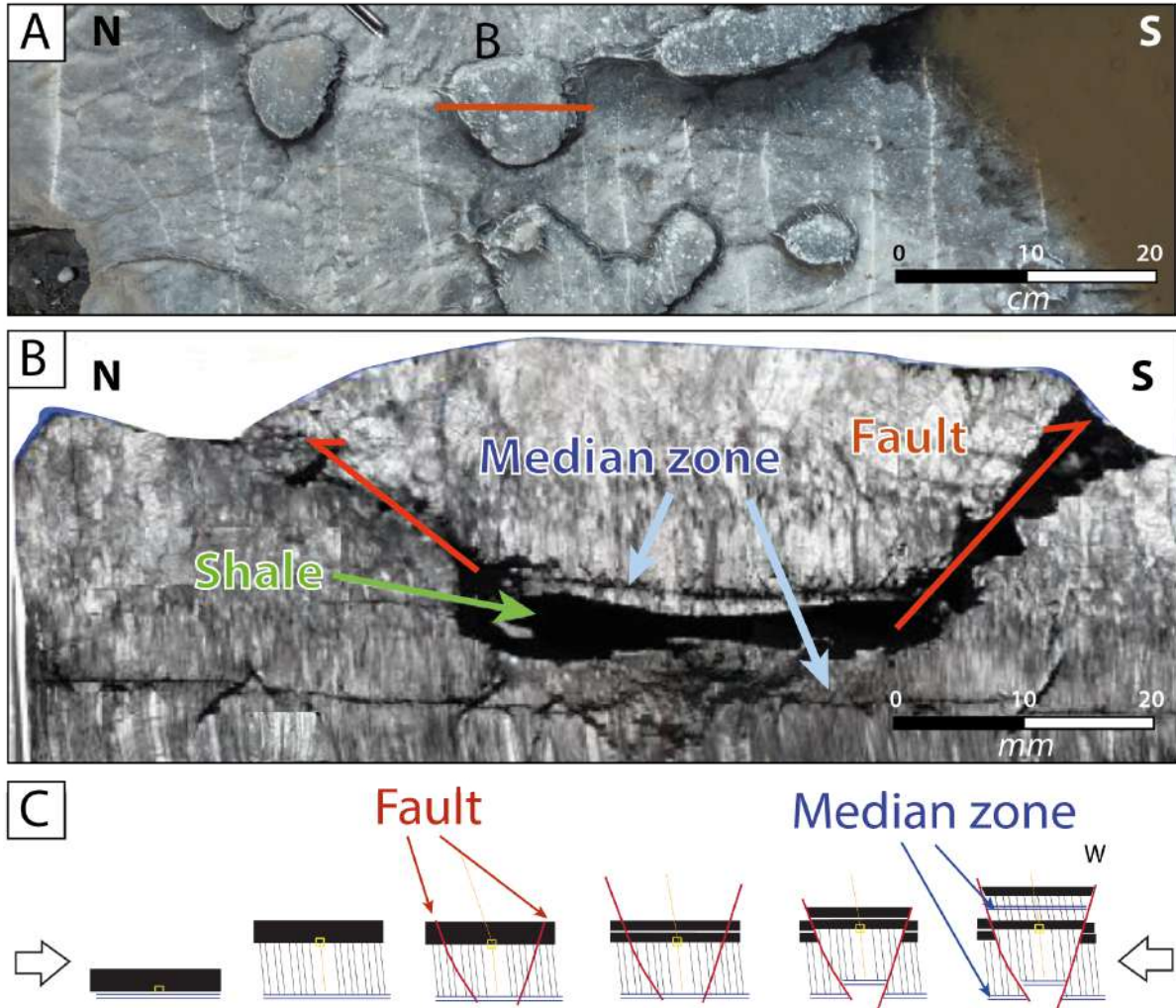


Figure 48 : Structures domales observées à la surface des beef de l’affleurement de l’Arroyo Mulinchico, Formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine. Compilation des données et modifications des figures des travaux de Ukar et al., (2017b). A. Structure domale présentant un léger allongement nord-sud. B. Coupe verticale de la structure domale recoupée par un trait orange du A) en nord-sud. Les flèches rouges indiquent les failles inverses marquées par des inclusions de shales dans qui délimitent les structures domales. C. Modèle simplifié de la formation de ces structures domales engendrant au stade terminal un déplacement de la zone médiane. Cette zone médiane est recoupée par des failles inverses postérieures à la croissance des fibres avec une nouvelle zone médiane se développant à l’intérieur de la structure.



Sur la base des orientations des fibres des beef observés en lames minces, Rodrigues et al., (2009) ont également conclu que des épisodes de compression tectonique se produisaient de façon synchrone avec la croissance des beef, notamment dans la formation de la Vaca Muerta (Figure 49). En effet, dans la région de Mulichinco, certaines veines contiennent des failles de chevauchement représentant des zones de cisaillement affectant les beef. Rodrigues et al., (2009) décrivent la morphologie des beef comment ayant deux générations de croissance et donc de calcite : la première ayant des fibres poussant perpendiculairement à l'orientation du plan de stratification (stade 1 ; Figure 49), et la deuxième présentant des fibres déformées dues aux épisodes compressives (stade 2 ; Figure 49). Ainsi, les directions des fibres de la deuxième génération indiquent la direction de raccourcissement accumulée de la région au cours de la croissance minérale. Ainsi, les cristaux ont toujours été en contact avec la roche encaissante au cours de leur croissance (Hilgers et al., 2001). Il arrive qu'à des stades avancés, des failles inverses se forment à l'intérieur du beef (stade 3 et 4 ; Figure 49).

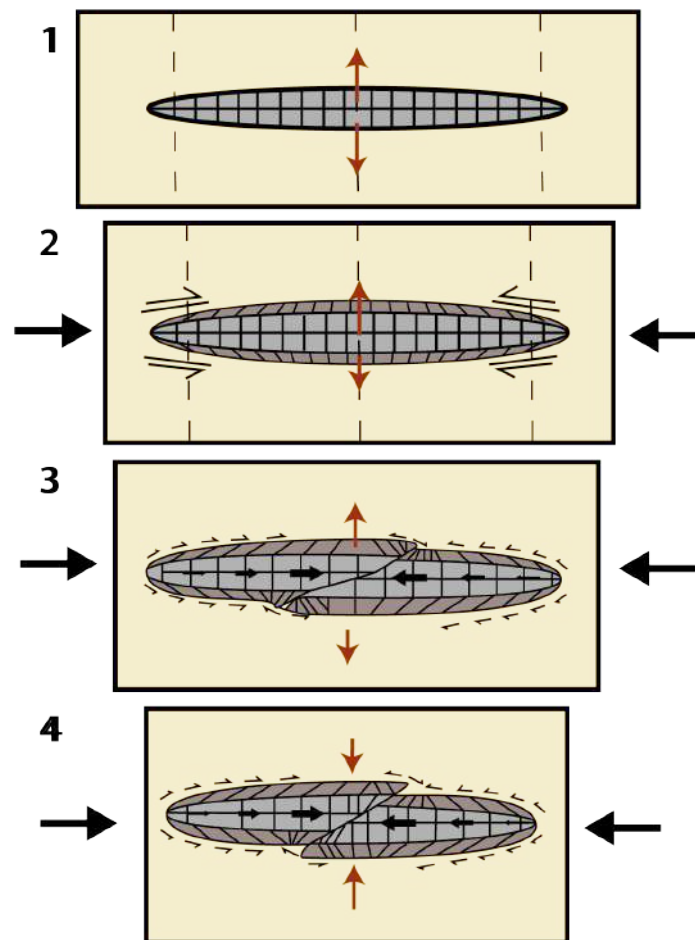


Figure 49: Diagramme montrant les quatre stades de développement d'un beef. 1) la veine s'ouvre verticalement, de sorte que les fibres soient droites lors de leur croissance. 2) la veine continue de s'ouvrir. La contrainte tectonique compressive horizontale différentielle entre en jeu dans la roche encaissante, ce qui entraîne des contraintes de cisaillement aux épontes du beef et déforme les fibres de la génération 2 ; les angles obliques des fibres suivent les déplacements relatifs. 3) dû au régime compressif, une faille inverse se forme au centre de la veine, compensant les zones internes. Les fibres obliques continuent au niveau de la génération 2. 4) La faille inverse compense les fibres dans la génération 2 en les déformant. Modifiée d'après Rodrigues et al., (2009).

Certaines fibres minérales peuvent grandir de façon incrémentale, enregistrant en partie ou totalement l'histoire du déplacement relatifs des épontes au cours de leur croissance ([Durney and Ramsay, 1973](#); [Taber, 1918](#)). Ces observations ont été confirmée par des travaux de modélisation analogique ([Means and Li, 2001](#)). D'autres auteurs ont décrit les fibres de calcite comme des marqueurs des épisodes compressifs syn-formation dans différentes bassin sédimentaires ([Meng et al., 2017b](#); [Weger et al., 2019](#); [Zanella et al., 2014b](#)).

Des fibres courbes de calcite ont été observées dans des beef à l'affleurement à la Lulworth Cove, bassin du Wessex au sud-ouest de l'Angleterre (Figure 50 A) ([Zanella et al., 2015a](#)), ainsi que dans des beef de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine (Figure 50 B) ([Ukar et al., 2019c](#)). Means et Li., (2001) ont reproduit expérimentalement la formation de veines fibreuses avec une croissance antitaxiale. Leurs expériences montrent que l'ajout d'un contexte cisailant aux épontes mène à la formation de fibres courbes qui enregistrent ainsi la déformation (Figure 50 C & D). Ils suggèrent que les fibres qui grandissent dans un espace ouvert ou rempli par les fluides seront toujours perpendiculaires à l'éponte comme l'indique la « *loi du moindre effort* » ([Li, 1998](#)). Ainsi, plus généralement, les auteurs s'accordent pour dire que les veines présentant des fibres courbes sont interprétées comme des veines syn-tectoniques enregistrant la déformation.

Les fibres de calcite des beef représentent donc un suivi de la déformation syn-tectonique ([Cox, 1987](#); [Cox and Etheridge, 1983](#); [Urai et al., 1991](#); [van der Pluijm and Marshak, 1997](#); [Williams and Urai, 1989](#)). Néanmoins, si les beef présentent des fibres de calcite courbées, cela n'implique pas automatiquement une déformation de la roche encaissante. Pour certains cas, cette déformation peut être liée à d'autres facteurs comme par exemple la rugosité de la roche, il est à noter que les veines discutées par ces auteurs ne sont pas de beef mais des ombres de pression ([Koehn et al., 2000](#); [Williams and Urai, 1989](#)).

Au cours de la formation des beef, ces derniers peuvent également prendre une forme particulière en flexion, souvent associée aux flexions des shales encaissants (Figure 50 E). Certains présentent même une forme « en échelons », forme caractéristique des zones de cisaillement (Figure 50 F & G).

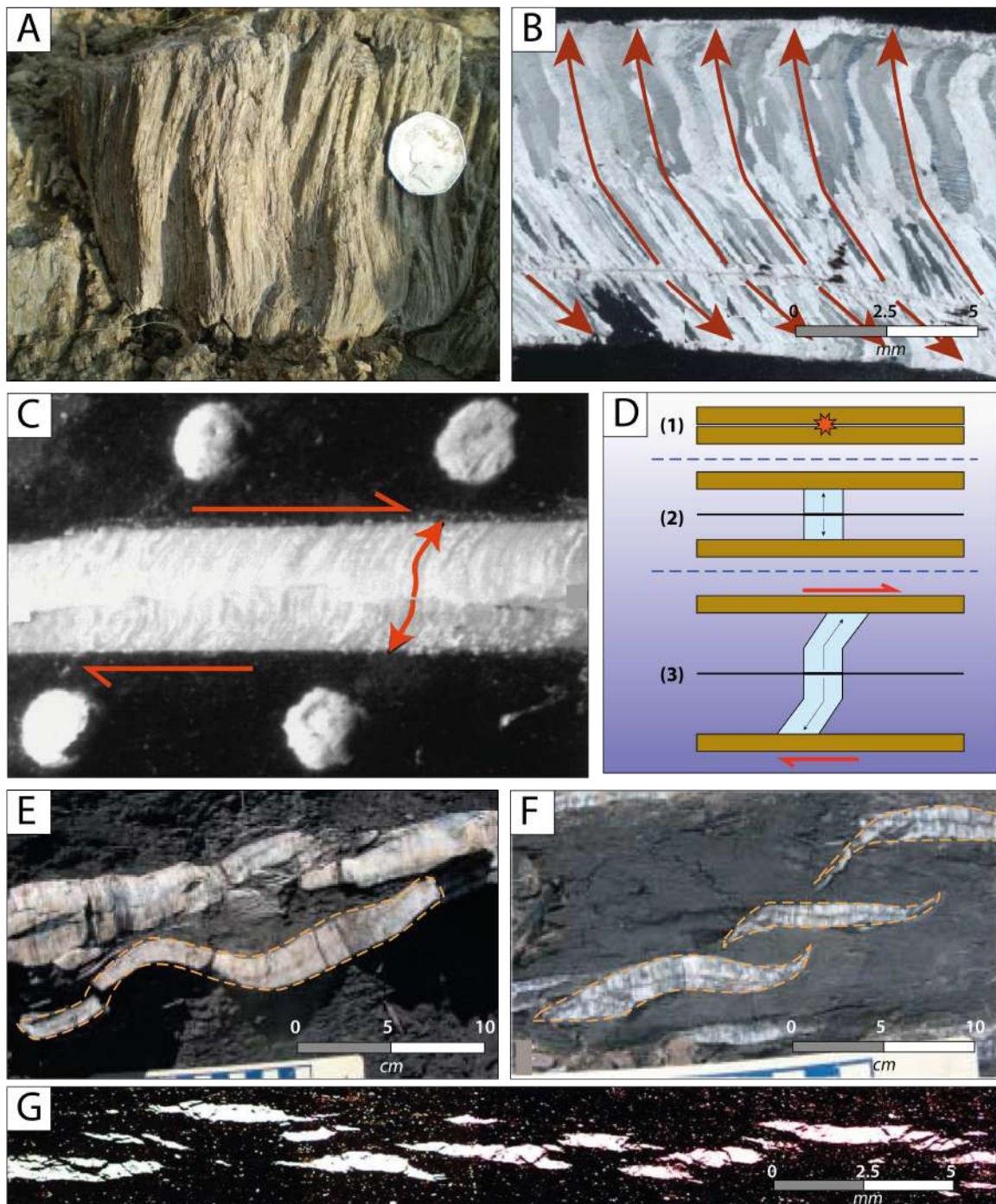


Figure 50 : Indicateurs de la déformation tectonique syn-croissance des beef. A. Fibres de calcite traçant la déformation compressive dans le Lulworth Cove, bassin du Wessex, sud-ouest de l'Angleterre ([Zanella et al., 2015a](#)). B. Lame mince d'un beef à fibres déformées de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine ([Ukar et al., 2019c](#)) les flèches oranges montrent la direction de la déformation induite par le cisaillement. C. Veines fibreuses générées expérimentalement et enregistrant la déformation de la roche encaissante. Les flèches rouges incurvées indiquent la trajectoire de déplacement des épontes relatif au premières fibres générées au centre de la veine. Modifié d'après Means et al., (2001). D. Schéma de génération des fibres de calcite en modélisation expérimentales. (1) Initiation de la fracture matérialisée par l'étoile rouge, (2) ouverture de la fracture dans un contexte de quiescence tectonique, les fibres poussant perpendiculairement aux épontes, (3) déplacement des épontes déformant les fibres en les plaçant à 45° Modifié d'après Means et al., (2001). E. Flexion d'un beef lors d'une contrainte compressive au cours de sa croissance, formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine ([Rodrigues et al., 2009b](#)). F et G. Beef en échelon, respectivement de taille macro- et microscopique formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine ([Hernández Bilbao, 2016](#); [Rodrigues et al., 2009b](#)).



- Beef et déformations postérieures

Certains beef sont recoupés par de multiples ensembles de fractures naturelles revêtues ou remplies de calcite (Figure 51 A). Des fractures similaires, et probablement contemporaines, peuvent aussi être observées dans les bancs indurés. Cependant, si la roche encaissante est trop meuble, les fractures n’y seront pas visibles. Ainsi, l’analyse approfondie de ces fractures obliques dans les beef permet l’identification et l’orientation de ces sets de fractures ayant affecté le bassin postérieurement à la formation des beef. L’utilisation des beef permet de déterminer l’abondance des macro fractures dans les shales encaissants et d’étudier les réseaux de micro fractures dans les beef. Cela permet aussi d’acquérir les mesures des dimensions des populations, principalement la distribution et les ouvertures, qui ne sont pas visibles dans la roche encaissante (shales) ayant un comportement plus ductile que les beef ([Ukar et al., 2017b](#)). Les beef peuvent aussi être affectés par des failles inverses (Figure 51 B), normales, ou en décrochement (Figure 51 C) ([Zanella et al., 2015a](#)).

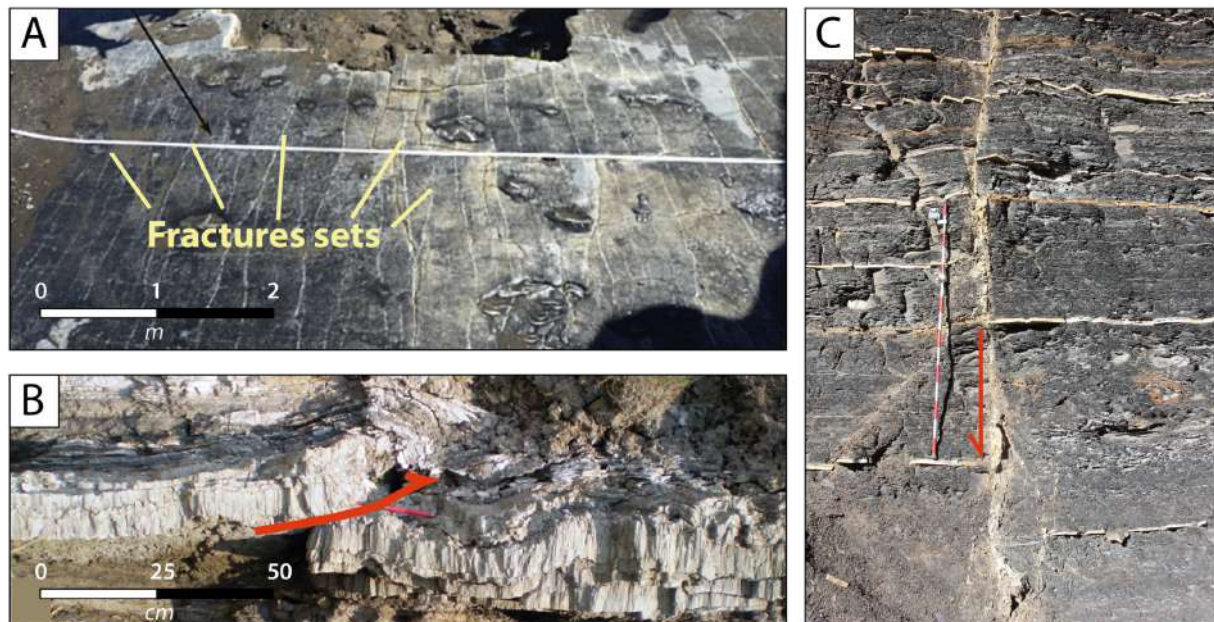


Figure 51 : A. Sets de macro fractures verticales recoupant les beef de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine ([Ukar et al., 2017b](#)). B. Faille inverse recoupant un beef de la formation de Portland, groupe de Chalk, bassin du Wessex ([Zanella et al., 2015a](#)). C. Faille transformante décalant les beef avec un rejeu de 1 m, formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine.

## B. Mécanismes de formation des beef

La formation des beef est le résultat de plusieurs mécanismes ayant affectés la roche encaissante. Il est possible de distinguer deux grands processus lors de la génération d'un beef, i) l'initiation de la fracture, et ii) l'ouverture de la fracture et sa croissance cristalline.

### 1. Initiation de la fracture

Le mécanisme d'ouverture de la fracture des beef est largement débattu. En effet, l'initiation de la fracture prend ses origines dans plusieurs mécanismes pouvant être internes comme la force de cristallisation, ou externes comme une contrainte tectonique, ou encore la pression du fluides interstitiels.

#### a. Paramètres internes

- Force de cristallisation

La mise en place de veines parallèles à la stratification ayant des cristaux de calcite poussant contre la gravité peut être liée à la force de cristallisation ([Weyl, 1959](#)). Des travaux théoriques et expérimentaux mettent en évidence le rôle de cette force de cristallisation comme étant un mécanisme capable de soulever le poids des sédiments sus-jacents en générant une ouverture de fractures ([Correns, 1949](#); [Cox, 1987](#); [Cox and Etheridge, 1983](#); [Fletcher and Merino, 2001](#); [Hilgers and Urai, 2005](#); [Luan et al., 2019](#); [Machel, 1985a](#); [Meng et al., 2018a](#); [Rothrock, 1925](#); [Urai et al., 1991](#); [van der Pluijm and Marshak, 1997](#); [Williams and Urai, 1989](#); [Wiltschko and Morse, 2001](#)).

Keulen et al. (2001) montrent que la pression de cristallisation peut être compter en MPa (jusqu'à 11 MPa, équivalente à la contrainte verticale résultant d'une épaisseur de sédiment sus-jacents de 450 - 600 m) ([Keulen et al., 2001](#)). D'autres auteurs modélisent la croissance de veines fibreuses ([Means and Li, 2001](#); [Taber, 1916a](#)). Parmi eux, Means et Li (2001) démontrent que les veines fibreuses antitaxiales (ce type de croissance est décrit dans le [paragraphe IV.B.2.c](#)) peuvent se mettre en place sans être affectées par un régime tectonique. Leurs expériences indiquent qu'une fracture d'une largeur finie peut s'ouvrir et être comblée par des cristaux fibreux poussant des deux côtés de la fracture initiale vers les épontes de la roche encaissante par force de cristallisation (Figure 50 C & D). Noirel et al. (2010) expérimentent des croissances cristallines suite à une fracturation dans des cylindres de calcaires et grès poreux au contact d'une solution aqueuse saturée sous des contraintes axiales normales. Ils observent que des réseaux de fractures se sont développés par nucléation de microfissures à l'interface où l'évaporation s'est produite (Figure 52 A & B) ([Noiriel et al., 2010](#)).

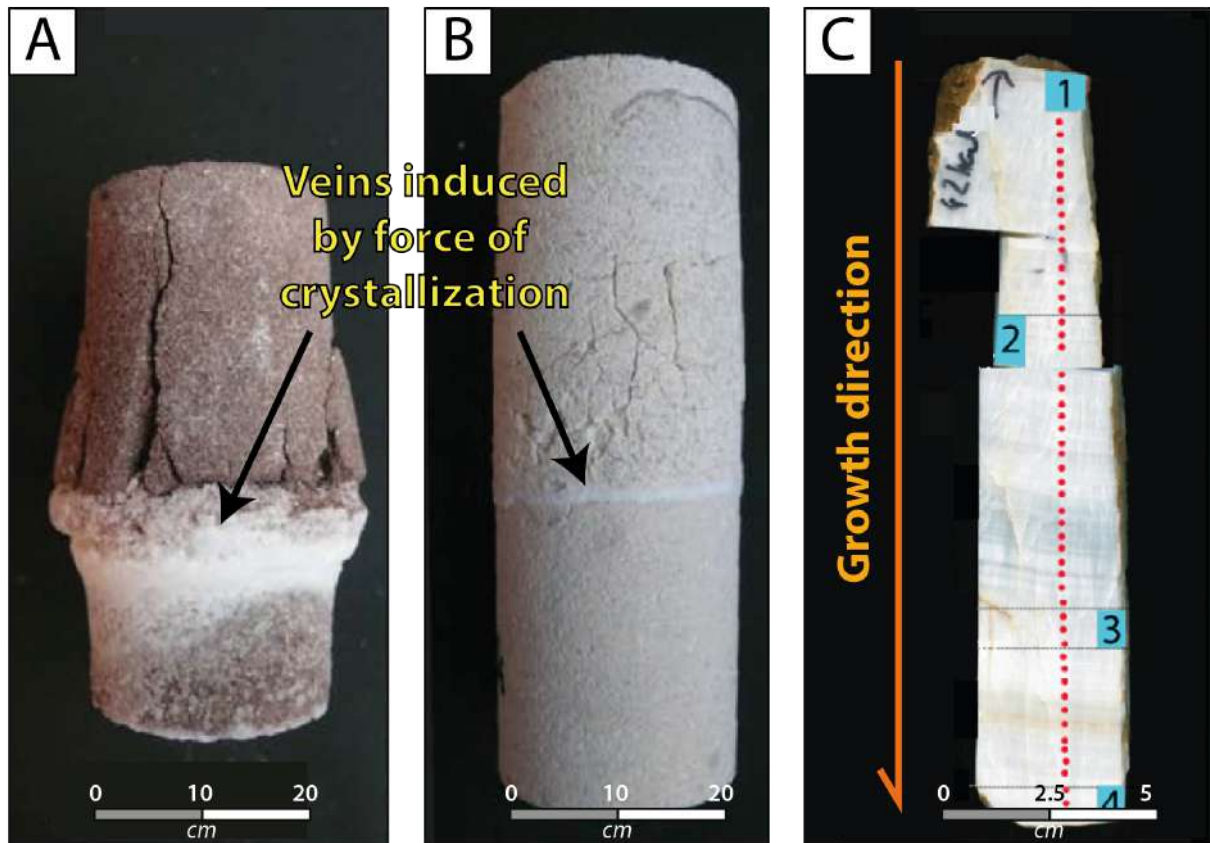


Figure 52 : A. Vue de la carotte de grès ayant généré une veine de sel via le mécanisme de force de cristallisation (Noiriel et al., 2010). B. Vue de la carotte de calcaire ayant générée une veine de sel via le mécanisme de force de cristallisation (Noiriel et al., 2010). C. Veine de calcite datée à l'U-Th sur les quatre échantillons matérialisés en bleu, 1 est le plus vieux et puis les chiffres de 2 à 4 sont de plus en plus jeunes indiquant un sens de cristallisation du sommet à la base modifié d'après Gratier et al., (2012).

Le caractère antitaxial de la croissance des veines a également été démontré par Gratier et al. (2012) à l'aide de datations U-Th (Figure 52 C). Ils interprètent ainsi la mise en place de ces veines comme induite par la force de cristallisation. En considérant l'équilibre thermodynamique, ils constatent qu'un cristal de calcite soumis à une pression différentielle  $\Delta P$  (la différence entre la contrainte normale en surface et la contrainte de la pression du fluide interstitiel) est en équilibre avec une solution en sursaturation avec un ratio  $\Omega$ . Cet  $\Omega$  est défini comme le rapport entre le produit de l'activité ionique dans la solution et le produit de solubilité du solide, par la relation suivante (Steiger, 2005) :

$$\Delta P = \left( \frac{RT}{V_s} \right) \ln \Omega \quad (10)$$

Où  $R$  est la constante du gaz,  $T$  est la température (en K), et  $V_s$  est le volume molaire du solide. Dans leur exemple de veine horizontale, avec une direction de croissance du haut vers le bas, les précipitations de calcite se produisent au contact inférieur de la veine. Cet événement se produit dans la phase fluide (avec rapport de sursaturation  $\Omega$ ) qui est piégée le

long de la veine, et soulève la roche au-dessus de la veine si  $\Delta P$  est plus grande que la pression lithostatique causée par le poids des sédiments sus-jacents ([Gratier et al., 2012](#)).

Meng et al. (2018) ont étudié la géométrie et les micro textures des beef dans les black shales du Jurassique inférieur, bassin du Wessex. Les différentes tailles de cristaux, les morphologies et les orientations de l'axe c des cristaux suggèrent que les fibres se sont développées sans compétition cristalline et sous un champ de contrainte non hydrostatique. L'élargissement de ces beef est évident d'après les interactions entre les veines et la déformation des squelettes des fossiles piégés dans la veine. Les auteurs suggèrent donc que les fibres ont augmenté progressivement en soulevant le poids lithostatique via le mécanisme de force de cristallisation. Ils supposent aussi que la force de cristallisation est responsable de l'orientation de l'axe c des fibres de calcite, ce qui implique que les cristaux qui ont une orientation normale à celle de l'axe c se sont développés de façon préférentielle ([Meng et al., 2018a](#)).

#### *b. Paramètres externes*

- **Pression des fluides de pores (surpression)**

Les phénomènes de surpressions comme mécanismes d'initiation et d'ouverture de la fracture ont été évoqué par de nombreux auteurs ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#); [Guo et al., 2011](#); [Liu et al., 2017a](#); [Ma et al., 2016](#); [Ma et al., 2017](#); [Meng et al., 2018b](#); [Mourgues et al., 2011](#); [Shearman et al., 1972](#); [Stoneley, 1983](#); [Zanella et al., 2015b](#)). Cela peut se produire s'il y a un gradient vertical de surpression dans la roche ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#)). L'état des surpressions de fluide est détaillé dans les [paragraphe II.B](#) de cette partie du manuscrit, le lecteur est invité à s'y référer pour plus de détail.

Les causes possibles d'une telle surpression pouvant initier l'ouverture des beef font l'objet de débats. Les plus largement admises semblent être la compaction mécanique, la génération d'hydrocarbures, ou la combinaison des deux donnant lieu à la compaction chimique ([Swarbrick and Osborne, 1998b](#)). Une autre cause probable de mécanisme engendrant la surpression est la déshydratation de minéraux hydriques, comme le gypse, le mica ou l'amphibole ([Gustavson et al., 1994](#); [Jowett et al., 1993](#); [Testa and Lugli, 2000](#)). Un gradient vertical de surpression produit des forces d'infiltration qui agissent verticalement sur chaque particule de la roche, en tant que fluide migrant vers le haut et à travers les pores ([Mourgues and Cobbold, 2003a](#)).

Les beef de calcite se trouvent toujours à l'intérieur ou à proximité de roches mères matures ([Cobbold et al., 2013](#); [Gale et al., 2014](#)). Ainsi, comme l'ont déjà suggéré de précédents auteurs ([Liu et al., 2017a](#); [Luan et al., 2019](#); [Ma et al., 2016](#); [Ma et al., 2017](#);



[Rodrigues et al., 2009b](#); [Zanella et al., 2014a](#); [Zanella et al., 2020](#); [Zanella et al., 2014b](#); [Zanella et al., 2015b](#)), la présence de beef associés à de la matière organique suggère un lien de premier ordre. De plus, le degré de maturité de la roche mère est un paramètre clé pour le développement des beef et d'autres structures tectoniques, comme les grands chevauchements naissant dans la roche mère mature dans le bassin Magellan ([Zanella et al., 2014b](#)). Le processus naturel de génération de fluide semble être le principal facteur d'initiation de la surpression de fluide dans les shales matures, néanmoins il peut être assisté par une autre force, comme la contrainte tectonique compressive, pour être en mesure de générer de la fracturation naturelle dans la roche encaissante.

- **Contraintes tectoniques**

Comme démontré dans le [paragraphe IV.B.1.b](#), les beef semblent être des substituts de la fracturation hydraulique naturelle dans les shales initiés par des phénomènes de surpression de fluide. Néanmoins, des études antérieures ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Gale et al., 2014](#); [Zanella et al., 2020](#)) et des études plus récentes dans différentes localisations ont montré que la fracturation hydraulique naturelle avait souvent lieu dans les bassins sédimentaires qui avaient connu une histoire tectonique compressive ([Hilgers and Urai, 2005](#); [Mandl, 1999](#); [Meng et al., 2017b](#); [Ukar et al., 2017a](#); [Ukar et al., 2017b](#); [Zanella et al., 2015a](#); [Zanella et al., 2014a](#); [Zanella et al., 2020](#); [Zanella et al., 2014b](#); [Zanella et al., 2015b](#)). De plus, selon plusieurs études antérieures les beef semblent être très souvent synchrones d'une période de compression affectant le bassin sédimentaire. Cela est particulièrement bien illustré pour le bassin de Neuquén ([Rodrigues et al., 2009b](#)), le bassin du Wessex ([Meng et al., 2017b](#)), le bassin du Magellan ([Zanella et al., 2014b](#)), le bassin parisien, les Pyrénées du nord, le bassin d'Uinta, les monts Tarim et dans les Appalaches ([Zanella et al., 2020](#)). Zanella et al. (2020) propose que la maturation de la matière organique, qui conduit au développement des surpressions fluides distribuées et ensuite à la fracturation hydraulique naturelle, reste le paramètre principal. Néanmoins, ils affirment que la contrainte tectonique compressive est l'un des paramètres clés dans le développement des beef parallèles à la stratification dans les shales. En effet, dans leur compilation de beef localisés dans les roches mères matures, les beef se forment toujours en concomitance avec un événement compressif dans le bassin sédimentaire. De ce fait,  $\sigma_{\max}=\sigma_h$  et  $\sigma_{\min}=\sigma_v$  ce qui facilite l'ouverture horizontale des fractures en mode I (le vecteur de déplacement de la fracture est perpendiculaire au plan de fracture) ([Boutellier and Robert, 1992](#); [Etheridge et al., 1984](#); [Price and Cosgrove, 1990](#); [Sibson, 2003](#)).

## 2. Ouverture de la fracture et croissance du beef

### a. Mécanisme de crack-seal

À travers 3 exemples de croissance cristalline, Ramsay (1980) décrit le processus de crack-seal pour la formation des veines de calcite ([Ramsay and Huber, 1983](#); [Wickham and Elliott, 1970](#); [Wickham, 1973](#)). La Figure 53 donne un aperçu de la séquence d'événements permettant d'obtenir une extension globale importante par le mécanisme de crack-seal. Lorsque les déformations élastiques induites par la tectonique atteignent un niveau critique, une fracture se produit (Figure 53 a et b). Le mécanisme qui provoque la rupture en traction est probablement celui de la fracturation hydraulique naturelle ([Secor, 1969](#)). La précipitation postérieure des matériaux dans la fracture montre clairement qu'une phase fluide était présente pendant la fracturation, et il est bien établi que la fracturation en traction peut être amorcée lorsque la pression du fluide est égale à la résistance à la traction de la roche ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#)). Des micros fractures ouvertes remplies de fluide se forment. En effet, un transfert chimique des fluides présents dans la roche encaissante remplit l'espace de fracture à basse pression. La fracture est ensuite comblée par un ciment dérivé de cette solution sous pression (Figure 53 c). Le processus est répété et un nouveau matériau est ajouté par croissance antitaxiale (mécanisme détaillé dans le [paragraphe IV.B.2.c](#)) afin que les épontes de la veine initiale accumulent de nouveaux ciments (Figure 53 d). La croissance s'effectue de l'intérieur vers l'extérieur, statistiquement, il y a des chances égales que de nouvelles fissures se forment au niveau des deux épontes de la veine et que de nouveaux ciments s'y développent (Figure 53 e).

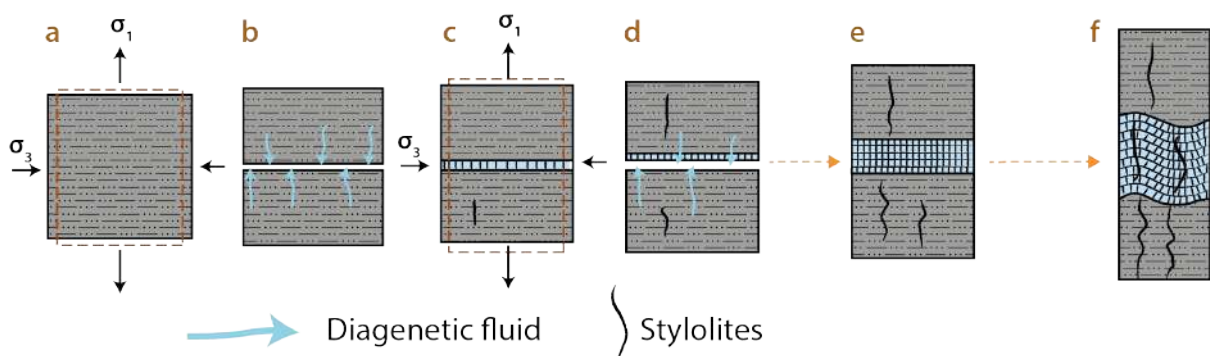


Figure 53 : Diagramme montrant la séquence des événements conduisant à l'allongement d'une roche par le mécanisme de crack-seal : a) accumulation des contraintes élastiques,  $\sigma_1$  est la contrainte de traction la plus importante et  $\sigma_3$  est la contrainte de traction la moins importante. b) développement de la première fracture et libération des contraintes élastiques dans la matrice, transfert du fluide diagenétique (flèches bleues) de la roche encaissante à partir des épontes dans la fracture. c) Cimentation de la fracture et nouvelle accumulation de contraintes élastiques. d) développement d'une deuxième fracture et libération des contraintes élastiques dans les épontes de la veine, nous transfert de fluide diagenétique avec développement d'une surface stylolitique. e) micros fractures répétées et cimentées formant une veine composée d'une succession de crack and seal. f) raccourcissement menant au plissement des veines et à la formation des stylolites à l'intérieur et l'extérieur des veines composites. Modifié d'après Ramsay et al., (1980).

## b. Mécanisme de croissance continue

La géologie structurale a fait un bond en avant lorsqu'il a été reconnu que les cristaux fibreux dans les veines peuvent enregistrer l'historique des déplacements par mécanisme croissance continue. Stephen Taber, minéralogiste à l'Université de Caroline du Sud, avait évoqué dans ses ouvrages la plupart des éléments essentiels de cet enregistrement via le mécanisme de croissance continue (Taber, 1917). Il a mis en évidence : i) que les fibres de ces veines se développent pendant l'ouverture de la veine, ii) que les fibres s'étendent dans la direction d'ouverture de la veine, et iii) que les segments des fibres formés antérieurement maintiennent leur orientation de croissance par rapport aux épontes des veines pendant l'élargissement ultérieur, bloquant ainsi un enregistrement des directions successives de la veine (Figure 54 A & B). Taber a notamment étudié les veines de calcite (Taber, 1916a, b, 1917).

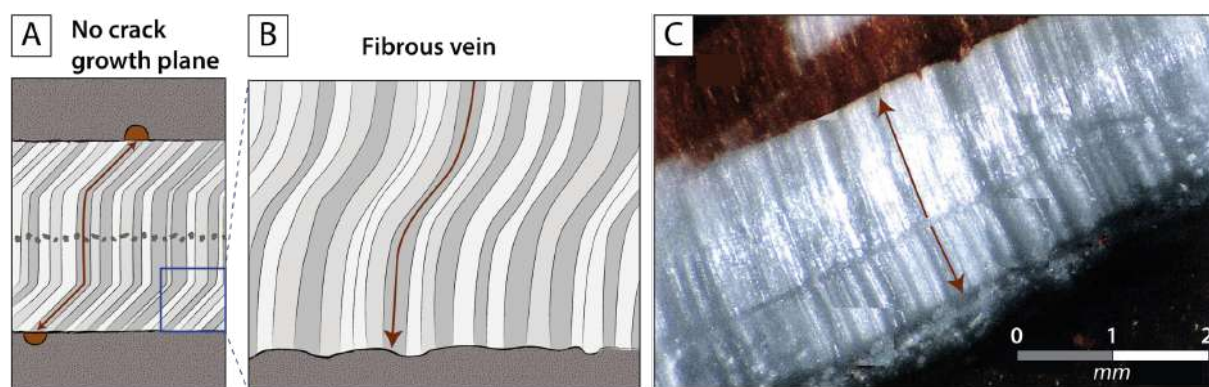


Figure 54 : A. Schéma d'une croissance antitaxiale continue. La déformation des épontes est matérialisée par les repères oranges qui étaient à la base l'un en face de l'autre et la flèche. B. Minéral fibreux lors de la croissance continue. C. Croissance continue d'une veine en modélisation analogique (Li, 2000).

Dans leurs expériences, Means et Li (2001) ont observé comme leur prédécesseurs que la croissance des fibres se faisait à l'interface entre les fibres précédemment cristallisées et l'éponte de la roche encaissante (Taber, 1916a). Ces fibres poussent au fur et à mesure et sans discontinuités. Les fibres sont antitaxiales selon la terminologie de Durney et Ramsay (1973) (ce terme est détaillé dans le [paragraphe IV.B.2.c](#)). Means et Li (1995) remarquent qu'une limite de cohésion macroscopique est maintenue à l'interface fibre-éponte pendant le processus de croissance. Ces observations sont également mentionnées par de nombreux auteurs (Bons and Jessell, 1997; Durney and Ramsay, 1973; Fisher and Brantley, 1992a; Wiltschko and Morse, 2001). La force de cristallisation agit contre la cohésion mais ne produit pas de fractures à grande distance.

Means et Li (1995) observent souvent des couches bien parallèles, plus opaques ou des horizons étroits s'étendant sur la largeur des fibres. Il s'agit de couches causées par les fluctuations des conditions de croissance. Ainsi, le type le mécanisme de crack-seal évoqué par le modèle de Ramsay (1980) ou le modèle de « dislocation de la fracture » de Fisher et Brantley (1992) ne sont pas présents dans les diverses expériences de Means et Li (Figure 54

C) (Li, 2000; Li and Means, 1997; Means and Li, 1995). Pour distinguer ce type de croissance de celle due au mécanismes de crack-seal, l'appellation de croissance continue de Taber a été utilisé par certains auteurs (Li and Means, 1997).

### c. Croissance des fibres minérales

Pour les microstructures fibreuses, Durney et Ramsay (1973) ont introduit les termes microstructures syntaxiales et antitaxiales. Passchier et Trouw, (1996) ont proposé le terme d'ataxial pour les cristaux étirés (Figure 55 A). Récemment, la nomenclature confuse des microstructures de remplissage des veines a fait l'objet de nombreuses discussions dans les différents travaux de Bons et al., au cours des années 2000.

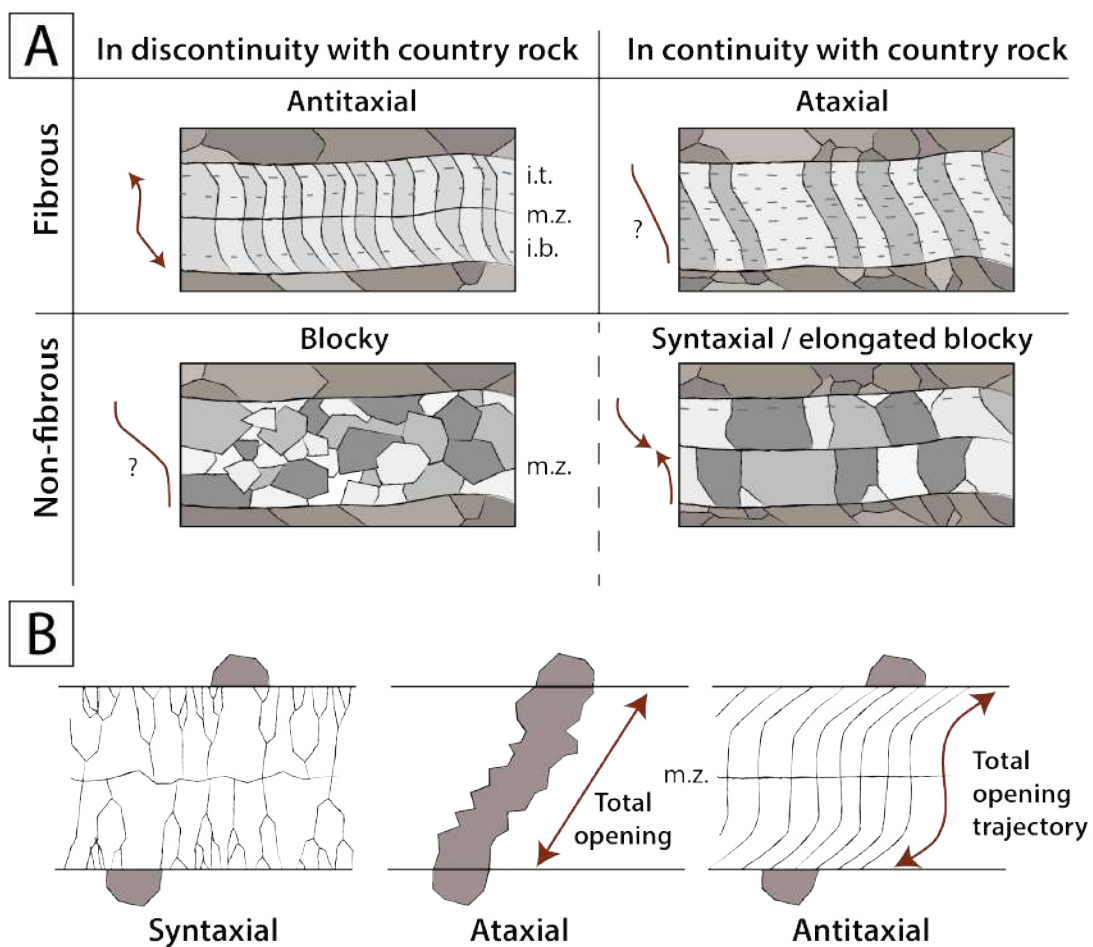


Figure 55: A. Classification de la nomenclature des veines en fonction de la morphologie ds cristaux et du processus de croissance cristalline. Les flèches rouges représentent le sens d'ouverture. Le centre des veines syntaxiales et antitaxiales présentent une zone médiane (m.z.). Les bandes d'inclusion (i.b.) sont disposées parallèlement à l'interface veine - éponte. Les traînées d'inclusion (i.t.) s'étendent sous la normale jusqu'à la paroi de la veine ou sont réparties de façon irrégulière à travers les veines. Les microstructures de veines blocky peuvent grandir soit au niveau des épontes, soit au centre de la veine. Modifié d'après Hilgers et al., (2002). B. Capacité de suivi des différents types de croissance des cristaux dans les veines. L'éponte décalée est illustrée avec un cristal fracturé des deux côtés de la veine. Les cristaux elongated blocky dans les veines syntaxiales n'ont pas ou très peu de capacité de suivi. Les cristaux ataxiaux ne montrent que le déplacement global des parois de la veine. Les fibres des veines antitaxiales suivent généralement la trajectoire d'ouverture complète ainsi que la déformation. Modifié d'après Bons et al., (2012).



La forme des cristaux peut aussi être un indicateur de la déformation aux épontes. Néanmoins, comme détaillé dans le [chapitre I partie 1 paragraphe IV.A.4.d](#), toutes les croissances cristallines n'enregistrent pas systématiquement la déformation via la forme de leurs cristaux (Figure 55 B) ([Bons et al., 2012](#); [Durney and Ramsay, 1973](#); [Ramsay and Huber, 1983](#); [Wickham and Elliott, 1970](#); [Wickham, 1973](#)).

- **Veines syntaxiales**

Par définition, les veines syntaxiales sont des veines où les minéraux de remplissage des veines se développent en partant de l'éponte allant vers le centre de la veine ([Shearman et al., 1972](#)). Généralement, la croissance se fait des deux côtés de la veine vers le centre (Figure 56 A), mais certains auteurs ont parfois constaté que les cristaux ne poussent que d'un côté vers l'autre ([Fisher and Brantley, 1992b](#)). Des veines syntaxiales peuvent se former à partir d'un seul événement de fracturation qui va créer l'espace nécessaire à la croissance des minéraux ([Wilson, 1994](#)). Cependant, l'espace peut aussi être créé par d'autres processus, comme la dissolution. Au fur et à mesure que les cristaux poussent dans la même direction, ils s'allongent dans le sens de la croissance. Les différents taux de croissance des cristaux entraînent une

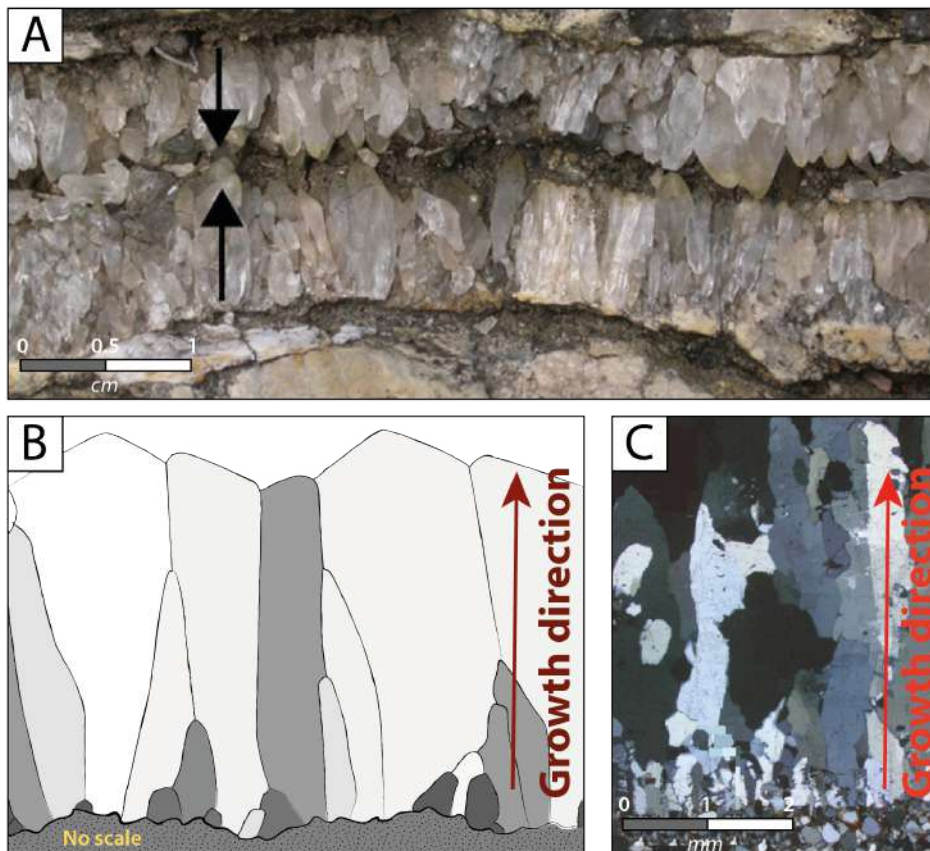


Figure 56 : A. Veine de calcite syntaxiale où les cristaux poussent des épontes au centre de la veine, Biure, Espagne ([Bons et al., 2012](#)). B. Simulation numérique de la compétition de croissance cristalline donnant une morphologie de cristaux elongated blocky, modifié d'après [Bons, \(2001a\)](#). C. Veines de quartz ayant une croissance syntaxiale et présentant une compétition de croissance cristalline dans la formation de Freestone, Victoria, Australie ([Bons et al., 2012](#)).

compétition de croissance cristalline (Figure 56 B) ([Bons, 2001a](#); [Hilgers and Urai, 2002a](#); [Nollet et al., 2005](#); [Nüchter and Stöckert, 2007](#); [Okamoto and Sekine, 2011](#); [Zhang and Adams, 2002](#)). Il en résulte un réseau de cristaux allongés ou « en forme de lame », avec quelques cristaux se rétrécissant dans le sens de la croissance et d'autres qui s'élargissent prenant le nom d'elongated blocky (Figure 56 C) ([Fisher and Brantley, 1992a](#)).

La cristallographie est le principal moyen de contrôle de la compétition de croissance cristalline qui entraîne le développement d'une orientation préférentielle. La direction de croissance la plus rapide est parallèle à l'axe c, ce qui conduit à une position dominante des cristaux orientés suivant cet axe généralement perpendiculaire au plan des épontes ([Bons, 2001a](#); [Cox and Etheridge, 1983](#); [Okamoto and Sekine, 2011](#)). En outre, des simulations numériques indiquent que certains grains obliques à l'axe c peuvent dominer au début de la croissance sans contraintes de déformation ([Bons and Bons, 2003](#)). Si les cristaux poussent dans un espace ouvert rempli de fluide, ils peuvent recristalliser et ainsi détruire la morphologie initiale elongated-blocky ([Williams and Urai, 1989](#)). Les précipitations minérales sont de plus en plus entravées par la croissance des cristaux, qui ralentissent et finissent par inhiber la percolation des fluides pour apporter les nutriments nécessaires aux précipitations minérales ([Hilgers et al., 2004](#)).

Les épisodes de crack-seal peuvent souvent être visualisés par cathodoluminescence ou peuvent être déduits des bandes d'inclusion ([De Roo and Weber, 1992](#); [Jessell et al., 1994](#); [Koehn and Passchier, 2000](#); [Ramsay, 1980](#); [Renard et al., 2005](#)). Les bandes d'inclusion sont des réseaux d'inclusions de roches hôte, de poussières, de minéraux secondaires ou d'inclusions fluides qui ont été inclus ou précipités au front de croissance des veines, souvent avec un espacement assez régulier. La forme d'une bande d'inclusion indique donc la forme et la position antérieures de l'interface veine roche encaissante au moment de sa formation (Figure 57) ([Renard et al., 2005](#)).

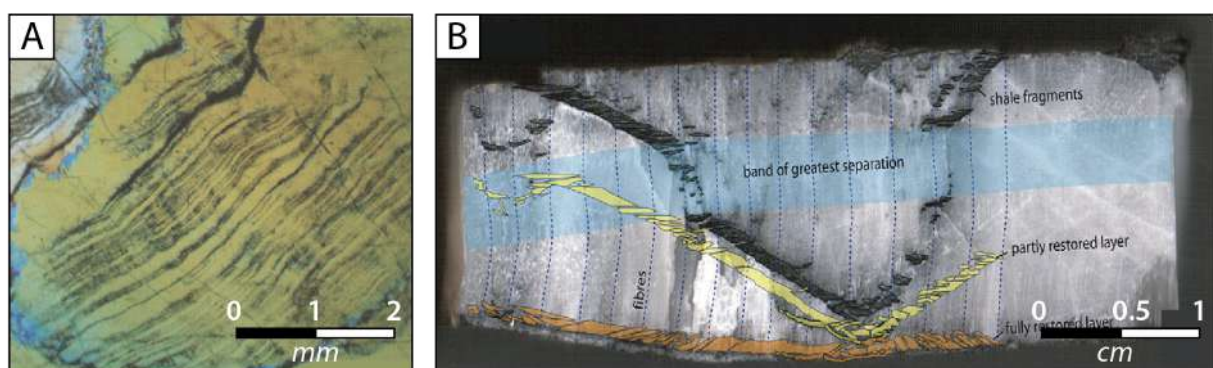


Figure 57 : Bandes d'inclusions. A. Tourmaline piégée lors des épisodes de crack-seal dans une veine de quartz, Abitibi, Canada. B. Coupe verticale à travers un beef ([Renard et al., 2005](#)). B. La restauration des fragments des bandes d'inclusions, d'abord par de simples déplacements dans le sens des fibres, puis par d'autres déplacements et rotations dans le plan de coupe, donne une couche plus continue (assemblages jaunes ou orange) ([Cobbald et al., 2013](#)).

- *Veines antitaxiales*

Parmi les différents types de veines, les veines antitaxiales restent probablement les moins bien comprises. Durney et Ramsay (1973) rapportent que les cristaux des veines antitaxiales "sont en continuité optique à travers la veine et semblent pousser d'une zone médiane vers les parois" (Figure 58 A), par opposition aux veines syntaxiales où "le remplissage des veines est une prolifération sur cristaux originaux et se fait en continuité optique avec eux". Néanmoins, il existe des veines où les cristaux se développent d'un côté à l'autre, appelée ataxiale (Bons and Montenari, 2005; Fisher and Brantley, 1992a). La caractéristique distinctive de ces veines est la présence d'une zone médiane (Figure 43) (Bons and Montenari, 2005; Durney and Ramsay, 1973; Oliver and Bons, 2001). Elle représente le substrat à partir duquel les cristaux du beef se développent dans les deux sens à mesure que la veine s'élargit. Lorsque les veines syntaxiales et les veines d'étirement n'ont qu'un seul plan de croissance à la fois, les veines antitaxiales en ont donc deux. Ces veines antitaxiales présentent donc habituellement une symétrie dans la zone médiane, bien que l'asymétrie ne soit pas rare puisque les deux surfaces de croissance peuvent connaître des taux de croissance différents (Barker et al., 2006).

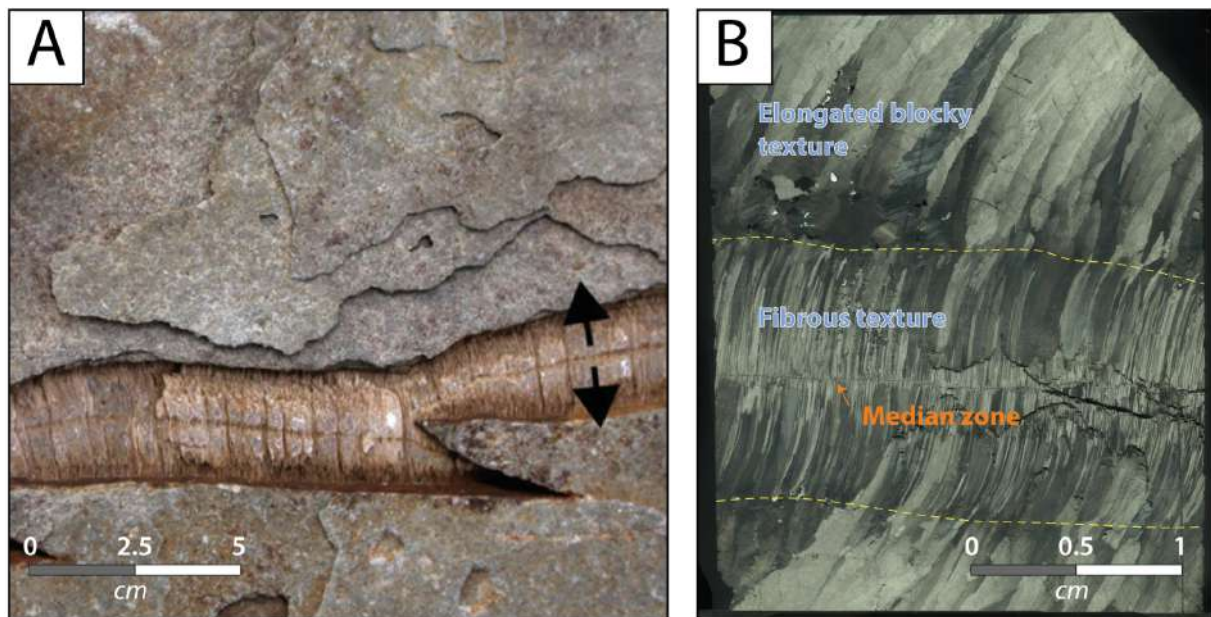


Figure 58 : A. Veine de calcite antitaxiale où les cristaux poussent du centre de la veine, au niveau de la zone médiane, vers les épontes. Oppaminda Creek, Arkaroola, South Australia (Bons et al., 2012). B. La génération 1 comporte une texture fibreuse traduisant une ouverture rapide sans compétition de croissance cristalline. La génération 2 comporte une texture elongated blocky traduisant une ouverture moins rapide induisant une compétition de croissance cristalline. Veine de la formation de la Vaca Muerta, Bassin de Neuquén, Argentine.

Les veines antitaxiales sont généralement composées des cristaux fibreux avec des rapports longueur/largeur parfois extrêmes, même si les minéraux formant les veines (généralement la calcite) ne présentent pas normalement cette morphologie cristalline. Les limites de ces fibres sont habituellement lisses (Bons and Montenari, 2005). Les cristaux longs



et étroits dans les veines ont été qualifiés de « fibreux » dans la littérature. Cela reste problématique, car ce terme peut avoir différentes connotations. Pour éviter toute ambiguïté, Bons (2000) suggère de n'utiliser le terme « fibreux » que pour les veines véritablement fibreuses dont les limites sont lisses et d'utiliser les termes « elongated blocky », « étiré », pour plus de détail le lecteur est invité à se référer au [paragraphe IV.A.4.a](#).

Depuis l'introduction du mécanisme de crack-seal par Ramsay (1980), il a généralement été supposé que les veines antitaxiales se forment par ce mécanisme ([Barker et al., 2006](#); [Cox, 1987](#); [Passchier and Trouw, 2005](#)). Une autre hypothèse est que la croissance se produit sur l'interface essentiellement fermée entre la veine et la paroi rocheuse ([Bons, 2000](#); [Bons and Jessell, 1997](#); [Bons and Montenari, 2005](#); [Fisher and Brantley, 1992b](#); [Hilgers and Urai, 2005](#); [Means and Li, 2001](#); [Oliver and Bons, 2001](#); [Wiltchko and Morse, 2001](#)). L'un des arguments est que la compétition de croissance cristalline est proportionnelle à la largeur d'une fracture dans laquelle les cristaux se développent. L'absence de compétition de croissance cristalline implique donc une fracture d'une très faible largeur ([Bons, 2001a](#); [Hilgers et al., 2001](#)). Urai et al., (1991) ont toutefois montré que les limites entre les cristaux en croissance peuvent se fixer sur les aspérités d'une surface rugueuse de la fracture, ce qui empêcherait la compétition de croissance cristalline. Lorsque la vitesse d'ouverture change, certaines limites cristallines sont

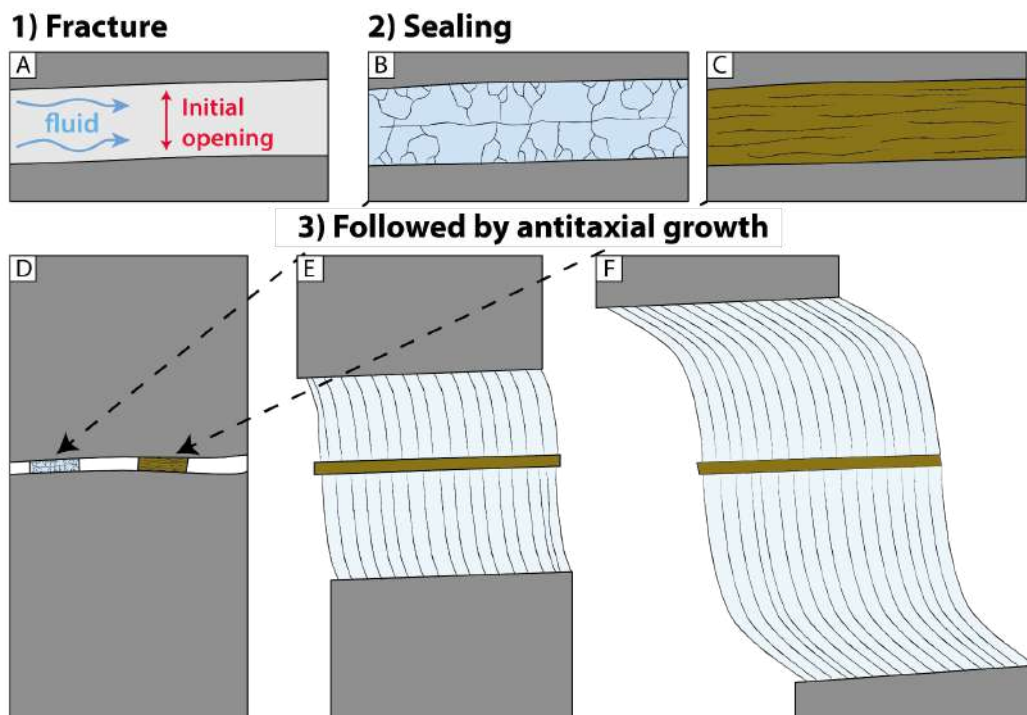


Figure 59 : Étapes de la formation d'une veine antitaxiale. A) Fracturation initiale. B & C) Étanchéité de la fracture en une ou plusieurs étapes, formant la zone médiane comblée par b) un ciment blocky ou C) des shales de la roche encaissante. D) La zone médiane forme le substrat pour la croissance antitaxiale, où E & F) les cristaux de la zone médiane se développent des deux côtés vers les épontes. Les fibres suivent la trajectoire d'ouverture et peuvent donc être courbées. Modifié d'après Bons et al., (2012).

"déverrouillées" et la largeur moyenne des cristaux augmente ou diminue ([Urai et al., 1991](#)). Plus la vitesse d'ouverture est élevée, moins la compétition de croissance cristalline n'a d'effet et inversement. Ainsi, sur la Figure 58 B l'ouverture de la génération 1 est plus rapide que la génération 2 et engendre des différences de morphologie cristalline.

Les veines antitaxiales ont toujours une zone médiane qui forme le substrat de la croissance antitaxiale des deux côtés de cette zone ([Oliver and Bons, 2001](#)). Les particularités de cette zone médiane sont détaillées dans le [paragraphe IV.A.4.a](#) ainsi que sur la Figure 43. Les veines antitaxiales sont donc initialement de minces fractures (Figure 59 A), qui sont remplies de minéraux blocky (Figure 59 B), ou de shales de la roche encaissante (Figure 59 C). La croissance des cristaux a ensuite pris la suite depuis le substrat de la zone médiane vers les épontes (Figure 59 D). Les cristaux s'étendent dans les deux sens à partir de la zone médiane (Figure 59 E & F).

La différence entre la microstructure de la zone médiane et la croissance fibreuse antitaxiale indique un changement dans le mécanisme de croissance. La raison de ce changement n'est pas claire. Même si de nombreuses veines antitaxiales ne sont pas parfaitement symétriques ([Barker et al., 2006](#)), beaucoup présentent une symétrie remarquables ([Bons et al., 2012](#)) qui est difficile à concilier avec le mécanisme de crack-seal, qui exigerait la formation de fractures sur les deux surfaces de la zone médiane. Cela est peu probable, car la formation d'une fracture diminuerait la contrainte de traction et éviterait la formation simultanée d'une fracture de l'autre côté de la zone médiane. Ce mécanisme de crack-seal alternant sur les deux côtés de la zone médiane est insuffisant. Une autre caractéristique des veines antitaxiales est que les veines préexistantes continuent de croître lorsqu'elles sont recoupées par des veines plus jeunes, ce qui peut conduire à des structures complexes (Figure 60) ([Bons and Montenari, 2005](#); [Oliver and Bons, 2001](#); [Ramsay and Huber, 1983](#)).

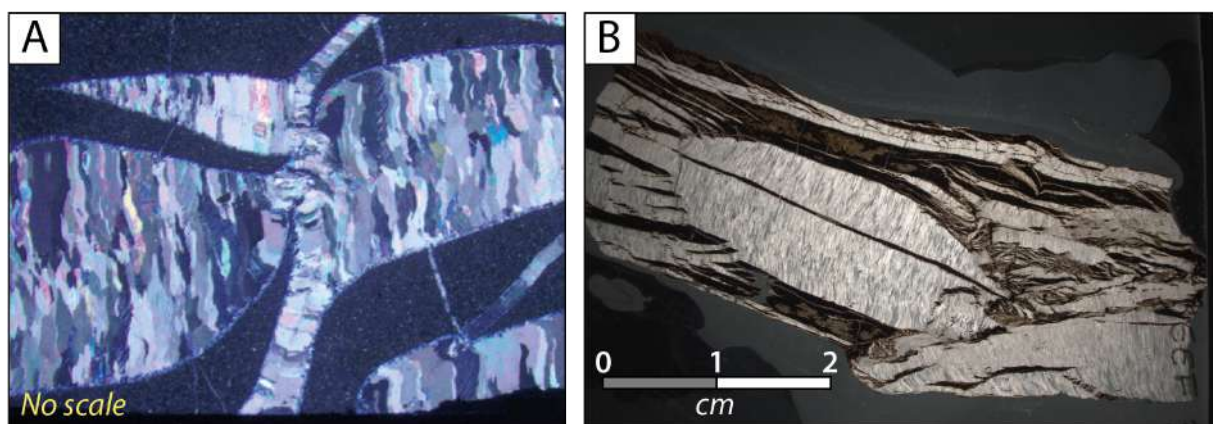


Figure 60 : Intersections de veines antitaxiales qui continuent à grandir après avoir été recoupées donnant des textures complexes. A. Intersection de multiples veines de calcite à croissance antitaxiale du Sestri Levante, Italie. B. Multiples intersections dans les veines antitaxiales de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine.

- **Veines ataxiales**

Par souci de cohérence avec les termes « syntaxial » et « antitaxial », le terme ataxial pour cristaux étirés poussant d'une éponte à l'autre de la veine (Figure 61 A) a été introduit par Passchier et Trouw (1996). De plus, Hilgers et al., (2001) ont suggéré les termes i) bitaxial pour la croissance des cristaux des deux côtés de la fracture sans zone médiane, et ii) unitaxiale si la croissance ne se fait que dans un seul sens, comme ce serait le cas pour un seul côté de la zone médiane d'une veine antitaxial. Bons et al., 2012 préfèrent utiliser le terme "cristal étiré" et "veine étirée" pour les définir cette catégorie de veine.

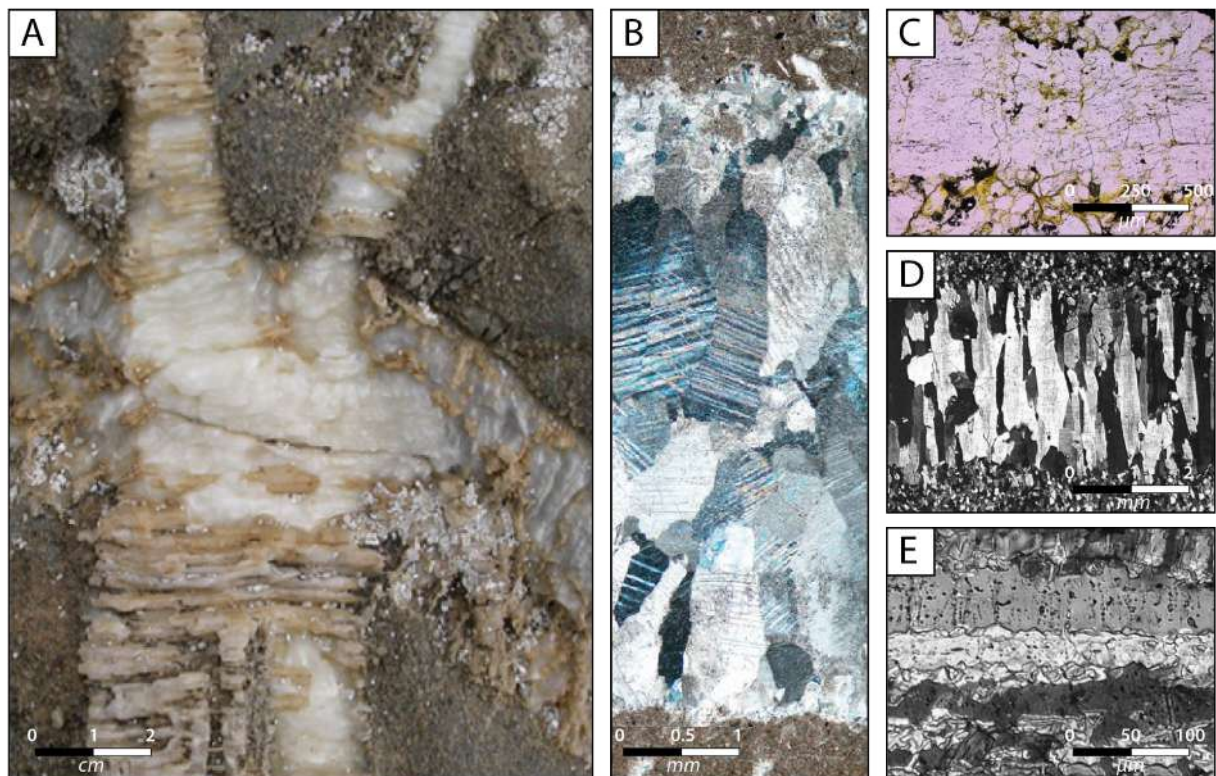


Figure 61: A. Veines de calcite ataxiales, Corse, France (Bons et al., 2012). B. Les nouveaux cristaux précipitent sur les bordures des anciens cristaux (Prajapati et al., 2018b). B. Structures dites « en radiateurs » des veines ataxiale avec des bandes d'inclusions piégées aux niveaux des zones d'arrêt de la cristallisation (Bons et al., 2012) C. Croissance ataxiale allant de l'éponte supérieur à l'éponte inférieur de la veine et présentant une structure fibreuse (Hilgers and Urai, 2002b). D. Structure en radiateur avec les figures dentelées qui apparaissent perpendiculaires au sein des fibres (Hilgers and Urai, 2002b).

Pour certains auteurs les veines ataxiales sont des veines formées par mécanismes de crack-seal (Lee and Wiltschko, 2000; Ramsay, 1980; Renard et al., 2005). La différence avec les veines syntaxiales est subtile : dans les veines syntaxiales, la surface de la fracture représente le front de croissance où convergent les cristaux en croissance des deux côtés, tandis que dans les veines ataxiales, la surface de la fracture peut couper le matériau précédemment précipité. Par conséquent, il n'y a pas de tendance systématique dans l'emplacement des nouveaux cristaux précipités et il n'y a pas de compétition de croissance cristalline (Figure 61

B) ([Hilgers and Urai, 2002b](#)). La reprise de la cristallisation peut être marquée par l'insertion répétée de fragments de la roche encaissante (Figure 61 C). Ils peuvent aussi atteindre des rapports longueur/largeur très élevés et sont donc souvent considérés comme des fibres (Figure 61 D). Comme les disques qui relient les cristaux fracturés n'ont pas nécessairement la même largeur que le cristal brisé, les veines ataxiales développent habituellement des limites dentelées ou des structures de radiateur (Figure 61 E). Comme il n'y a pas de systématique dans l'emplacement des matériaux nouvellement précipités dans les veines ataxiales, la forme des cristaux étirés ne peut être utilisée pour déterminer la trajectoire d'ouverture complète. Au lieu de cela, seul le déplacement relatif total des épontes de la veine peut être déduit (Figure 55 B).

## C. Apport de la géochimie dans la formation des beef

### 1. Origines des fluides

#### *a. Rappel sur les systèmes ouverts et les systèmes fermés*

À l'exception des veines magmatiques, les mécanismes de croissance des veines peuvent être divisés en deux grandes catégories : i) la formation de veines dominée par l'**advection** du flux du fluide ([McCaig et al., 1995](#); [Robert and Kelly, 1987](#)), et ii) la formation de veines dominée par le transport par **diffusion** du flux du fluide ([Bons, 2000](#); [Durney, 1976](#); [Durney and Ramsay, 1973](#); [Fisher and Brantley, 1992a](#); [Jamtveit and Yardley, 2012](#); [Oliver and Bons, 2001](#); [Ramsay and Huber, 1983](#); [Rutter, 1983](#)). Dans la première catégorie, les éléments peuvent être transportés sur de longues distances jusqu'au site de croissance des veines. Dans ce cas, le système de croissance de la veine est considéré comme un **système ouvert** (relatif à l'échelle du système considéré). Un certain nombre de processus peuvent provoquer la précipitation effective des composés chimiques transportés, tels que les changements de température ([Eisenlohr et al., 1989](#)), les changements de pression ([Henderson and McCaig, 1996](#); [Vrolijk, 1987](#)), les réactions avec la roche encaissante et le mélange des fluides ([Boullier et al., 1994](#)). La deuxième catégorie, le transport diffusionnel, est typiquement associée à la croissance des veines en **système fermé**, en raison de la distance limitée du transport diffusionnel : notamment limitée à quelques centimètres voire décimètres. Les raisons de la précipitation des veines, à partir des nutriments transportés par diffusion, peuvent être dues à des différences de porosité ([Putnis et al., 1995](#)) ou de gradients de pression. Ces derniers sont souvent considérés comme étant associés à une déformation par dissolution-précipitation ([Beach, 1974, 1977](#); [Durney, 1976](#); [Mullenax and Gray, 1984](#)).



## *b. Apports des études isotopiques O/C*

### • Composition isotopique de l'oxygène dans la calcite

La composition isotopique de l'oxygène dans le carbonate de calcium déposé en équilibre avec le fluide précipitant dépend : 1) du  $\delta^{18}\text{O}$  du fluide précipitant, et 2) du fractionnement isotopique de l'oxygène entre l'eau et le carbonate de calcium, contrôlé par la température de réaction.

Une variété de processus peut induire l'appauvrissement de la composition isotopique de l'oxygène dans les carbonates ([Jenkyns and Clayton, 1986](#)); 1) le recristallisation de la calcite, 2) l'interaction entre l'eau et les sédiments, 3) un mélange avec les eaux météoriques, 4) la précipitation de la calcite à haute température, et 5) la variation de la composition de l'eau de mer.

Pour mesurer la composition isotopique de l'oxygène et du carbone dans la calcite, le standard utilisé est le PDB (Peedee Belemnite : il s'agit de rostrés de bélemnites issus de la formation crétacée de Peedee, en Caroline du Sud ;([Craig, 1957](#))). Cette formation étant aujourd'hui épuisée, l'IAEA fournit un standard calibré par rapport au PDB appelé NBS19 (National Bureau of Standards). Le standard SMOW (Standard Mean Ocean Water ;([Craig, 1961](#))) peut également être utilisé pour l'oxygène de la calcite, grâce à ces équations de conversion ([Coplen et al., 1983](#)) :

$$\delta^{18}\text{O}_c(\text{SMOW}) = 1,03091 * \delta^{18}\text{O}_c(\text{PDB}) + 30,91$$

$$\delta^{18}\text{O}_c(\text{PDB}) = 0,97002 * \delta^{18}\text{O}_c(\text{SMOW}) - 29,98$$

Nous avons utilisé ces équations dans pour normaliser toutes les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  en PDB dans les données de la littérature (Figure 62).

### • Composition isotopique du carbone dans la calcite

La composition isotopique du carbone dans le carbonate de calcium inorganique déposé en équilibre avec le fluide précipitant dépend : 1) du  $\delta^{13}\text{C}$  des espèces de carbonate présentes dans l'eau (l'acide carbonique  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , l'ion bicarbonate  $\text{HCO}_3^-$  et l'ion carbonate  $\text{CO}_3^{2-}$ ) et 2) du fractionnement entre le carbone inorganique dissout et le carbonate de calcium. Le fractionnement isotopique à l'équilibre du carbone est beaucoup moins sensible à la température que celui de l'oxygène ([Deines, 1980](#); [Dulinski and Rozanski, 1990](#); [Emrich et al., 1970](#)).

Différents processus peuvent induire l'appauvrissement de la composition isotopique du carbone dans les carbonates (Irwin et al., 1977; Mozley and Burns, 1993); 1) l'oxydation bactériologique, 2) la sulfato réduction bactériologique, 3) la fermentation bactériologique ou la méthanogénèse, et 4) la décarboxiliation thermique et les réactions abiotiques.

• O/C : encaissant, beef et autres veines minéralisées

Nous présentons dans ce paragraphe les analyses isotopiques des beef mais aussi celles de leurs roches encaissantes, des veines transverses ainsi que des nodules de calcite. Ceci dans le but de contraindre les interactions entre les beef les différents évènements diagénétiques.

Authors	Localities	Sample	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)		$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)		
			min	max	min	max	
Marshall, (1982)	Jurassic and Cretaceous shales	Beef	-11	-4	-16.7	3.5	
	Skye island	Beef		-5.9		-16.7	
	Shales with beef, Wessex basin, UK	Calcitic concretions	-4.5	-3.5	-14	-10	
Riediger & Coniglio, (1992)	Nordegg Member, Fernie Fm,	Beef G1	-11.6	-5.1	-9.7	-3.5	
	Western Canada Sedimentary Basin	Beef G2	-17.8	-13	-26.9	-11.4	
		Calcitic core	-5.8	-4.5	-6	-3	
Wolff et al., (1992)	Shales with beef member, Wessex basin, UK	Dolomitic zone	-1.2	1.8	0	3	
		Outer rim	-6.1	5.2	-20	-15	
Al-Aasm et al., (1995)	Bottom and top Bluefish Member, Western Canada Sedimentary Basin, Canada	Beef bottom	-11.6	-7.2	-1.36	3.39	
Rodrigues, (2008)	Vaca Muerta Fm, Neuquén basin, Argentina	Beef top	-10.45	-7.72	-3.16	4.84	
		Beef G1	-12.5	-7.7	-10	4	
		Beef G2	-12	-8.15	-4	5	
		Host rock	-11.7	-7.18	-9.4	0.8	
Zanella, (2013)	Blue Lias Fm, Wessex basin, UK	Beef	-10.5	-1.9	-4	2.9	
		Secant veins	-8.3	-5.5	-3.9	7.8	
		Shales	-6.4	-2.33	-2.4	0.5	
		Limestone / Dolomite	-7.2	-1.8	2.9	6.3	
Worden et al., (2015)	Shales with beef member, Wessex basin, UK	Beef	-7.2	-0.1	-4.2	4.6	
		Host rock	-6	-3.8	-2	4.2	
Hernandez, (2016)	Vaca Muerta Fm, Neuquén basin, Argentina	Beef	-13.33	-11.69	-3.58	3.7	
		Host rock	-13.59	-6.76	-8.77	-2.48	
		Secant veins	-13.09	-10.09	-4	-3.1	
		Calcitic concretions		-8.13		-5.75	
		Bioclasts		-0.24		-4.28	
Meng et al., (2017)	Shales with beef member, Wessex basin, UK	Site 1	Beef	-8.87	-4.52	-1.18	2.46
			Host rock	-6.62	-4.22	-1.71	-0.23
		Site 2	Beef	-7.92	-5.55	0.24	0.89
			Host rock		-6.01	-0.59	-0.23
		Site 3	Calcitic concretions	-5.71	-4.77	-8.78	-7.12
			Cone in cone	no data	no data		-1.52
			Beef	no data	no data		2.72
			host rock	no data	no data	-0.06	0.46
Weger (2018)	Vaca Muerta Fm, Neuquén basin, Argentina	Puerta Curaco					
		Beef	-10.34	-9.1	-0.15	0.81	
		Host rock	-8.2	-7.29	-2.18	-1.19	
Luan et al., (2019)	Shales of Es4s Es3x interval, Dongying depression, Bohai Basin	Yesera del Tromen		-11.17		-0.59	
		Beef		-11.99		-0.65	
		Beef	-13.7	-11.4	1.8	5	
Lavrushin et al., (2019)	Mud breccias of Baida Volcanoes	Micritic calcite in host rock	-10.1	-7.2	3.2	6.3	
		Granular calcite	-8.4	-7.7	-0.2	1.4	
		Beef	-11.45	-4.76	-15.7	0.6	

Figure 62 : Tableau de synthèse bibliographique regroupant les analyses isotopiques à l'échelle mondiale du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^{13}\text{C}$  sur les beef, la roche encaissante, les veines transverses et les nodules de calcite.

## Origine du fluide

De nombreux auteurs suggèrent une **origine marine** des paleo-fluides séquestrés dans la porosité de la roche encaissante ([Marshall, 1982](#); [Riediger and Coniglio, 1992](#); [Zanella, 2013](#)). Néanmoins, des inversions des tendances de la composition isotopique du carbone et de l'oxygène ont été observées. Cela peut être dû à la variation du degré de mélange des eaux locales connues et des approvisionnements en bicarbonate plus éloignés. En effet, certains beef présentent des calcites pouvant être composées partiellement d'**eaux météoriques** ([Marshall, 1982](#); [Riediger and Coniglio, 1992](#); [Worden et al., 2015](#)). La précipitation de la calcite des beef a aussi été interprétée comme étant liée à une **décharge hydrothermale** ([Al-Aasm et al., 1995](#)). D'autres auteurs, au contraire, excluent l'origine hydrothermale dans leur étude ([Worden et al., 2015](#)). Des études reflètent aussi un changement temporel progressif et continu de la composition du fluide au cours de la précipitation de la calcite des beef ([Riediger and Coniglio, 1992](#)).

Dans une même formation, certains beef, formés au sein d'un système fermé, proviendraient d'un fluide issu de la roche encaissante dont les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  sont légèrement plus riches que celles du beef ([Luan et al., 2019](#); [Meng et al., 2017a](#); [Worden et al., 2015](#)). Tandis que d'autres beef, formés au sein d'un système ouvert, montrent une importante différence entre les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de la roche encaissante et celles du beef ([Zanella, 2013](#)). En l'occurrence, les veines transverses présentent un fluide avec une signature très différente suggérant un système ouvert ([Zanella, 2013](#)).

## Provenance de la calcite

D'après Marshall, (1982), l'écoulement latéral des fluides diagénétique le long des strates sédimentaires est le processus le plus important dans l'apport de bicarbonate dans les beef. Les paléofluides seraient issus de l'eau de porosité plus ou moins tamponnée par les sédiments et la matière organique ([Lavrushin et al., 2019](#); [Worden et al., 2015](#); [Zanella, 2013](#)). Il est interprété que la calcite des beef dérive principalement des carbonates du **carbone inorganique de l'eau de mer et des bioclastes**. De plus, les **fragments squelettiques** permettent de contrôler la distribution spatiale des veines en tant que noyaux pour la précipitation de la calcite à partir de fluides poreux sursaturés ([Meng et al., 2017a](#)). Le carbone proviendrait aussi en partie des **hydrocarbures** générés dans la roche mère ([Lavrushin et al., 2019](#); [Luan et al., 2019](#); [Worden et al., 2015](#)). Enfin, l'apport en carbone peut survenir à différents stades d'enfouissement faisant ainsi évoluer la signature isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  dans le beef ([Luan et al., 2019](#)). Certains beef présentent des discontinuités de croissance suggérant que l'approvisionnement en bicarbonate était intermittent.



### Timing du fluide

Certains auteurs suggèrent une mise en place du **beef** au cours d'une **diagénèse précoce** lors de la sulfato-réduction bactériologique ([Riediger and Coniglio, 1992](#)). La formation se ferait dans les sédiments non consolidés de la roche encaissante, lors du dégazage des sédiments au cours de la méthanogénèse ([Al-Aasm et al., 1995](#); [Meng et al., 2017a](#)). Marshall, (1982) argumente pour une origine **diagénétique tardive**, après la période d'activité bactérienne et liée à une modification considérable de la composition en oxygène des fluides interstitiels. Certains **beef** présentant des discontinuités de croissance, suggèrent que l'approvisionnement en bicarbonate était intermittent. La croissance a donc probablement eu lieu pendant des périodes de débit d'eau interstitielle et d'apport de bicarbonate maximum. Riedger and Coniglio, (1992), quant à eux, proposent un modèle de mise en place d'un groupe de **beef tout au long de l'enfouissement**. Pour finir, Worden et al., (2015) indiquent que les veines se sont formées à faibles températures, au cours de **l'exhumation**.

### Interactions nodules / concrétions

Les nodules de calcite se mettent en place lors de la diagénèse précoce ; dans la zone de sulfato-réduction ([Meng et al., 2017a](#)) et / ou au cours de la méthanogénèse ([Wolff et al., 1992](#)). Les tendances géochimiques sont pratiquement identiques entre les **beef** formés au-dessus et en-dessous d'un nodule de calcite. Il est donc probable que les précipitations de calcite de ces deux types d'objets aient eu lieu à des moments similaires ([Marshall, 1982](#)).

#### • O/C : cas des **beef** de la formation de la Vaca Muerta

Cette thèse portant sur les **beef** de la formation de la Vaca Muerta, ce paragraphe fait une compilation bibliographique des études menées sur le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^{13}\text{C}$  des **beef**, de la roche encaissante, des fractures transverses et des nodules de calcite de cette zone. L'ensemble des données a été reporté sur le graphique de la Figure 63.

### Timing du fluide

La calcite des **beef** présente des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  plus faibles que celles de la roche encaissante indiquant que les **beef** se sont formés **après l'altération diagénétique** des shales. Les compositions isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcite précipitées dans les fractures transverses et dans les **beef** indiquent une **origine diagénétique tardive** après un **enfouissement progressif et important** ([Hernández Bilbao, 2016](#); [Rodrigues, 2008](#); [Weger et](#)

al., 2019). En revanche, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des nodules de calcite sont bien plus enrichies indiquant une mise en place lors d'une diagénèse précoce (Hernández Bilbao, 2016).

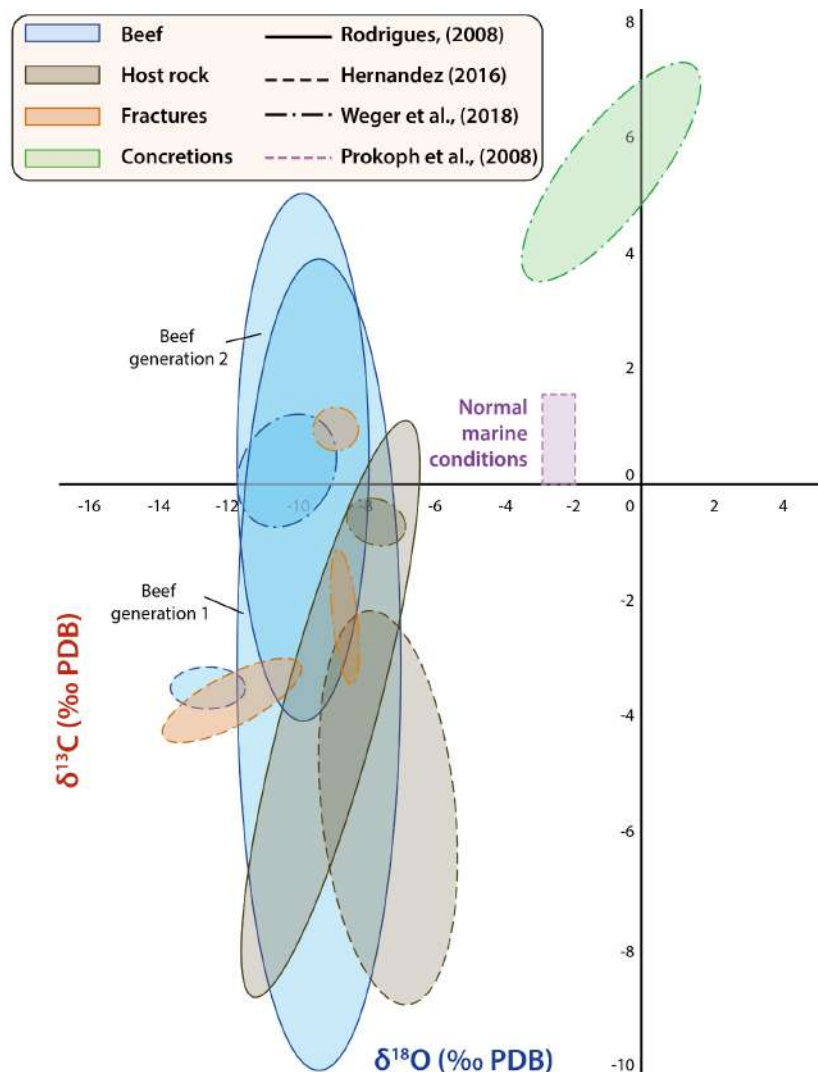


Figure 63 : Graphique des analyses du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^{13}\text{C}$  sur les beef, leur roche encaissante, les fractures transverses et les nodules de calcite dans la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine. Les données sont compilées d'après les différents auteurs ayant fait des analyses isotopiques dans la zone (Hernández Bilbao, 2016; Prokoph et al., 2008; Rodrigues, 2008; Weger et al., 2019).

### Origine du fluide

Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  et de  $\delta^{18}\text{O}$  des beef et leur roche encaissante au sein de la formation de la Vaca Muerta sont toutes deux appauvries comparées aux valeurs théoriques des carbonates marins précipités en équilibre avec l'eau de mer au Tithonien (Figure 63 ; encadré violet) (Prokoph et al., 2008). La covariation du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  de la roche encaissante suggère que les compositions isotopiques sont principalement contrôlées par des processus diagénétiques. Rodrigues (2008) observe des compositions isotopiques similaires entre le beef

et sa roche encaissante, indiquant une origine très locale du fluide circulant dans un **système fermé**. Pour Hernández (2016) et Weger et al. (2018) les variations de compositions isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  mesurées sur la calcite des beef et des veines transverses sont significativement plus appauvries (différence de 1 à 2 ‰) que celles de la roche encaissante. Ils expliquent ce différentiel par des fluides hydrothermaux, ayant des températures légèrement plus élevées que celui de la roche encaissante, et remontant depuis de plus grandes profondeurs. Ils suggèrent ainsi une formation des beef dans un **système ouvert** avec la circulation de fluides hydrothermaux profonds.

### Provenance de la calcite

Pour Rodrigues (2008) qui observe des beef ayant la même composition  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  que celle de la matrice, la calcite proviendrait principalement des **bioclastes** de la roche encaissante, notamment des cocolithes. Une partie du carbone généré au cours de l'enfouissement et de la maturation de la roche mère alimenterait le flux carboné permettant la précipitation de la calcite des beef ([Hernández Bilbao, 2016](#)).

### Évolution isotopique au sein d'un beef

Rodrigues (2008) identifia deux générations de calcite dans un beef, une au centre (génération 1) et une aux épontes (génération 2). La distribution de  $\delta^{18}\text{O}$  dans la génération 1 (Figure 63) présente des valeurs légèrement plus négatives que celles de la roche encaissante. Il suggère que la génération 1 s'est donc formée après l'altération diagénétique des shales. Au cours de la croissance des cristaux de la génération 2, l'interaction des shales avec les fluides a tamponné leur composition. Cette interprétation expliquerait que les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de la roche encaissante soient identiques à celles de la génération 2 des beef, avec lesquelles elle est en contact immédiat.

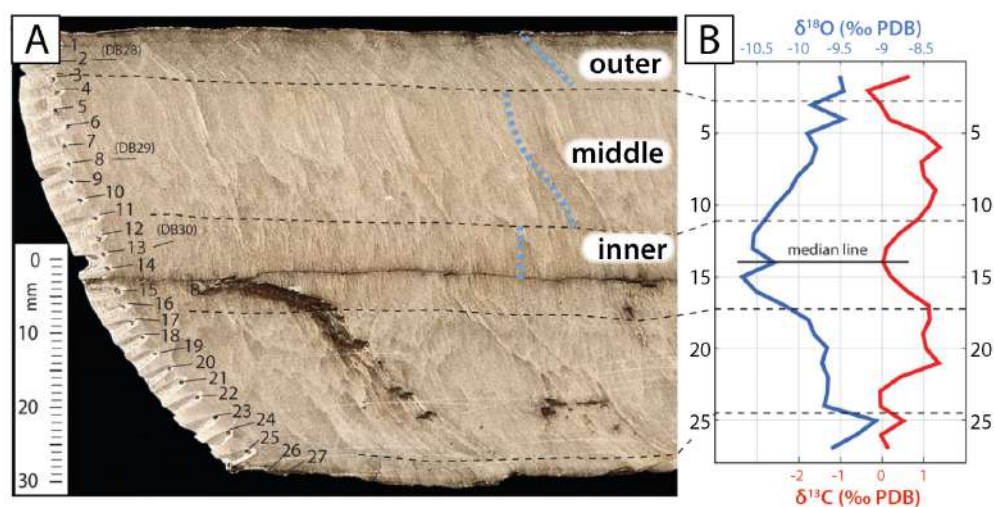


Figure 64 : A. Photographie d'une section polie d'un beef de 6 cm d'épaisseur provenant de la section Puerta Curaco. B. Transect d'isotopes stables correspondant au  $\delta^{13}\text{C}$  et au  $\delta^{18}\text{O}$ . L'axe vertical de la courbe isotopique

correspond aux numéros d'échantillons indiqués sur la photographie. L'image et les données d'isotopes stables montrent une nette symétrie de la formation des cristaux de calcite par rapport à la zone médiane. Les lignes pointillées bleues indiquent l'orientation des fibres de calcite. Modifié d'après Weger et al., (2018).

Weger et al., (2018) ont mesuré un transect de mesures (N = 27) de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  à la microdrill sur une beef d'une épaisseur de 6 cm (Figure 63 A). Leurs mesures indiquent une symétrie des valeurs isotopiques à travers le beef (Figure 63 B). Les roches encaissantes de la formation Vaca Muerta entourant ce beef présentent des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  légèrement moins négatives que celles du beef, et des valeurs  $\delta^{13}\text{C}$  similaires à légèrement plus négatives que celles des beef ([Eberli et al., 2017](#); [Weger et al., 2019](#)). Ils suggèrent que les conditions thermiques et la composition du fluide diffèrent pendant la croissance des cristaux de calcite de la zone médiane aux épontes.

### c. Apports des études d'éléments majeurs et traces

#### • Introduction aux éléments majeurs et traces dans les carbonates

##### Les majeurs et mineurs

La calcite peut contenir des concentrations élevées d'éléments mineurs, qui sont donc plus facilement analysés à la microsonde électronique. Le Mg, le Mn et le Fe sont les éléments les plus couramment analysés ([Bons et al., 2012](#)). Les veines de calcite fibreuse contiennent généralement moins de 2 % de  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  et  $\text{MnCO}_3$ , mais les concentrations varient d'une veine à l'autre ([Al-Aasm et al., 1995](#); [Elburg et al., 2002](#); [Hilgers and Urai, 2002b](#); [Lavrushin et al., 2019](#)). Comme le Mn induit la cathodoluminescence de la calcite, les zonations sont généralement le reflet des variations de cet élément. Les abondances et anomalies de Ca, Mg et Fe sont indicatives i) de la composition des fluides du milieu dans lequel les minéraux se sont formés, ii) de la composition chimique des précurseurs de la magnésite et de la sidérite, iii) du mode de cristallisation, primaire ou secondaire, et iv) des milieux physico-chimiques de la minéralisation des fluides expérimentés ([Möller, 1983](#); [Möller, 1989](#)).

##### Les traces et Terres Rares

L'étude de la distribution des Terres Rares est un outil de plus en plus utilisé pour tracer les origines des fluides. Cet outil est également fondamentale dans la compréhension des interactions fluide-roche. Les variations des spectres de Terres Rares sont contrôlées par les facteurs physico-chimiques de la solution (température, salinité, fugacité en oxygène  $f\text{O}_2$ , pH, système ouvert ou fermé, etc...) ainsi que par la nature de la source des fluides. Pour faciliter la lecture dans la suite du manuscrit, les abréviations seront calquées sur les équivalents anglophones :

- Terres Rares : REE
- Terres Rares légères (La->Nd) : LREE;
- Terres Rares lourdes (Ho->Lu) : HREE.

Les données sur les éléments présents en traces peuvent potentiellement fournir des informations sur les minéraux qui ont fourni la matière se trouvant dans la veine de calcite, et donc sur la source et les chemins de migration des fluides. Les effets chimiques des cristaux sont très importants sur les veines de calcite. Ces veines contiennent généralement des traces élevées, notamment des REE, de l'Y et du Sr et, dans une moindre mesure, du Ba, avec ou sans Pb et U ([Bons et al., 2012](#)).

Les caractéristiques générales des traces des cristaux en croissance reflètent souvent la composition du fluide dans lequel ils se trouvent à l'équilibre ([Barker and Cox, 2011](#); [Bons et al., 2012](#)). Les veines de calcite présentent souvent un profil de REE convexe par rapport aux Post-Archean Average Shale (PAAS) ou au NASC (North American Shales Composite), avec de faibles niveaux de LREE, un maximum au niveau des MREE et des niveaux d'HREE légèrement inférieurs ([Bau and Möller, 1992](#); [Hecht et al., 1999](#); [Wagner et al., 2010](#)). Des profils rappelant davantage l'eau de mer ont également été signalés ([Uysal et al., 2011](#)). De nombreux échantillons montrent une anomalie positive très prononcée de l'Eu, suggérant un état divalent plutôt que trivalent de l'Eu, ce qui peut refléter la réduction des conditions de formation des veines ou une augmentation de température ([Bau and Möller, 1992](#)). Même lorsque les preuves isotopiques de Sr indiquent que la calcite de la roche encaissante et de la veine sont en équilibre, il a été observé des différences dans les modèles de REE, qui sont tous deux très différents de la fraction silicoclastique de la roche encaissante. Des différences peuvent également exister entre les différentes parties des veines ([Barker et al., 2006](#)), parfois accompagnées de distinctions dans la texture.

#### • Analyses des éléments majeurs et traces sur les beef : revue globale

Il existe actuellement seulement deux publications sur les analyses des majeurs / traces et REE sur les beef de calcite.

- Elburg et al., (2002) ont analysé les éléments majeurs et traces des beef de calcite ainsi que leur roche encaissante à 10 -15 cm de la veine. Le cas d'étude se trouve dans la formation néoproterozoïque de Tapley Hill au nord des Flinders Ranges, Australie du Sud. Leurs données soutiennent l'idée que les beef ont grandi sans mécanisme de crack-seal et avec un apport de fluide continu. Ils montrent que le transport local par diffusion de la calcite ne peut pas expliquer l'intégralité des compositions en éléments majeurs et traces. En effet, les données géochimiques indiquent qu'une partie de la calcite a été transportée sur des distances décimétriques à décamétriques avant de cristalliser dans le beef. De plus, les

données isotopiques du Sr impliquent qu'un fluide externe qui transportait du Sr radiogénique a percolé à travers un système qui est donc ouvert ([Elburg et al., 2002](#)).

- Lavrushin et al., (2019) ont analysé des beef provenant d'éjections de volcans de boues situés en Azerbaïdjan. Ils argumentent que la formation des beef s'est faite avec une ouverture lente. La présence de zonations et de microdéformations dans ces veines indique que les veines se seraient formées par un mécanisme de crack-and-seal, au cours de processus diagénétiques post-sédimentation. Les analyses des REE montrent qu'ils ont été alimentés par un mélange d'eaux marines pélagiques et par des eaux douces issues des estuaires des rivières. Cette observation suggère un système ouvert ([Lavrushin et al., 2019](#)).

## 2. Températures de formation des beef

### a. Apports des études sur inclusions de fluides

- Introduction aux inclusions fluides

#### Généralités

Les inclusions fluides sont des microcavités remplies de fluides et / ou de gaz emprisonnés dans un minéral. Leur taille varie généralement de 1 à 100  $\mu\text{m}$ . Si l'inclusion ne subit aucune modification de volume ou de composition suite à son scellement, elle sera le témoin des paléofluides qui ont permis la cristallisation ou recristallisation du minéral étudié. L'enregistrement de la distribution et de la composition de ces paléofluides est donc un processus clef pour l'étude de la diagenèse d'enfouissement. Dans le cas des bassins pétroliers les fluides piégés pendant l'enfouissement sont les eaux de formation et les hydrocarbures. Ces inclusions fluides pourront donc être utilisées afin de reconstruire l'histoire de la migration des fluides dans les bassins sédimentaires.

#### Mécanismes de formation des différentes inclusions fluides

- *Inclusion fluides primaires*

Lors de la croissance du minéral, des niveaux latéraux de croissance (marches cristallines) vont se former. De petites imperfections se développent sur les bords de ces marches pouvant former des renforcements. Ces renforcements peuvent éventuellement être clos au cours de la croissance cristalline et de ce fait former un trou ([Goldstein, 1994](#); [Goldstein, 2001](#)). Un nouveau niveau de croissance viendra recouvrir ce trou et piégera le fluide diagénétique formant une **inclusion fluide primaire** (Figure 65).



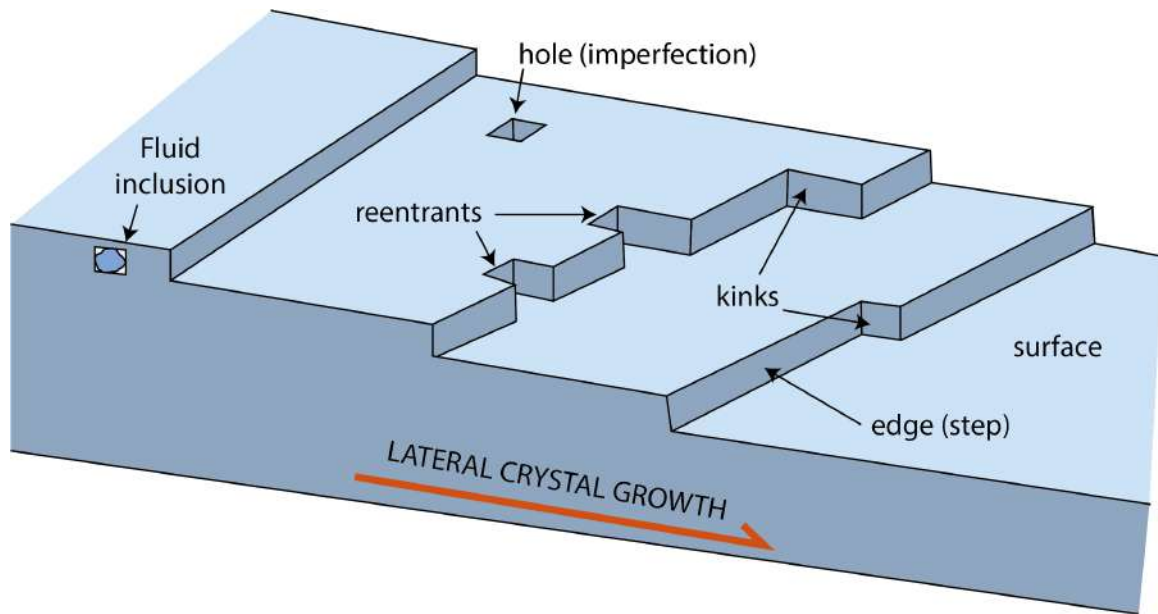


Figure 65 : Mécanismes de formation des inclusions fluides primaires, modifié après Goldstein et Reynolds, 1994.

Goldstein & Reynolds (1984), ont décrit plusieurs scénarios pour les mécanismes de formation de piégeage des inclusions fluides primaire (Figure 66) :

- **A** : Le centre du cristal pouvant être sous-alimentée en minéraux, une dépression commence à se former puis est recouverte par la croissance cristalline suivante formant une inclusion.
- **B** : Lorsque la supersaturation atteint son maximum, le taux de croissance augmente laissant alors des vides qui seront scellés par le cristal suivant.
- **C** : Le cristal peut être attaqué par des fluides de fortes intensités créant des renforcements qui seront scellés par la croissance suivante.
- **D** : Des discontinuités peuvent se développer lors d'une fracture dans le cristal formant un trou qui accueillera l'inclusion après scellement.
- **E** : Si l'un fluide diagenétique de composition différente vient nucléer sur le premier cristal, des cavités peuvent se former dans son sillage.

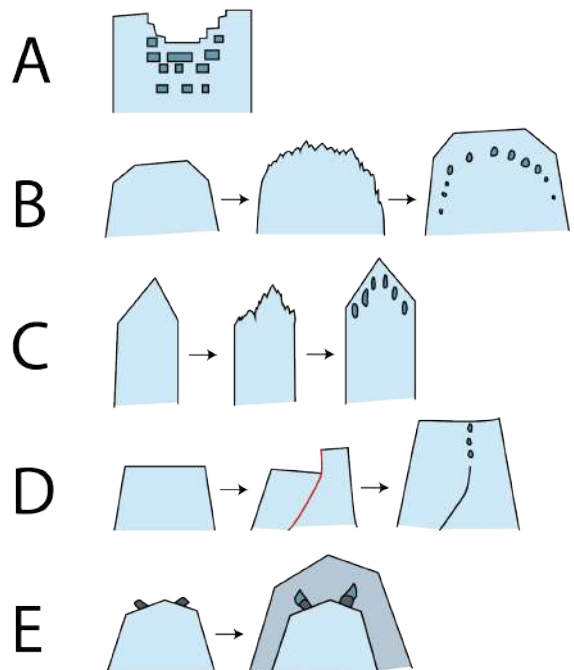


Figure 66: Dessins schématiques montrant les différentes possibilités de piéger des inclusions fluides primaires, modifié d'après Goldstein & Reynolds, 1994.

## - Inclusions fluides secondaires et pseudo-secondaires

Après la croissance cristalline, des fractures, des plans de cisaillement et des plans de déformation peuvent se développer au sein du cristal. Ces formations postérieures à la cristallisation vont servir de lieux de piégeage pour les inclusions permettant ainsi de garder un enregistrement des fluides présents à cet instant. Si les inclusions sont piégées après la cristallisation complète du minéral, elles seront nommées **inclusions fluides secondaires** ; elles viennent recouper les zones de croissance des cristaux, ce qui indique qu'elles sont postérieures à leur formation. En revanche, si les inclusions sont piégées avant la cristallisation complète du minéral, elles seront nommées **inclusions fluides pseudo-secondaires** (Goldstein, 1994). A la différence des inclusions secondaires, les inclusions pseudo-secondaires prendront fin à une limite de zone de croissance (Figure 67). Un seul cristal peut contenir des inclusions fluides primaires, secondaires et pseudo-secondaires aussi bien que des inclusions à origines non déterminées.

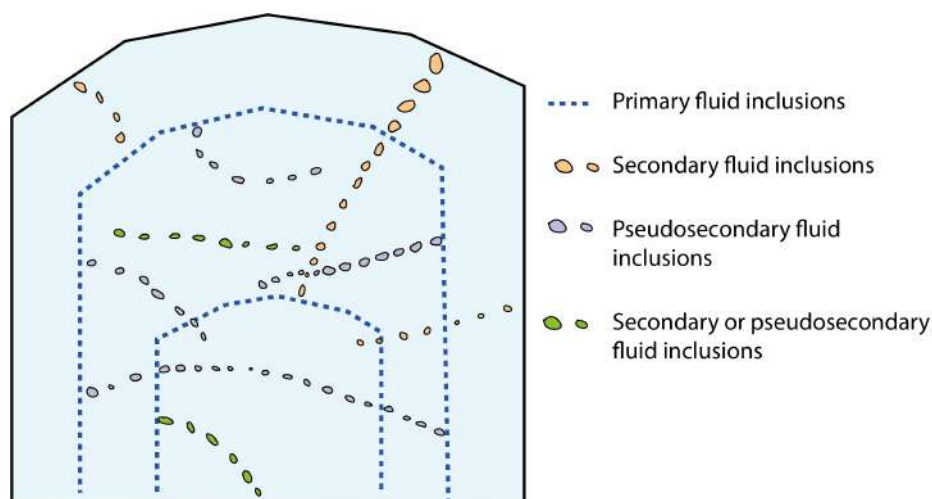


Figure 67 : Illustration d'un cristal contenant des inclusions fluides primaires, secondaires et pseudo-secondaires, modifié après Goldstein & Reynolds, 1994.

## Les systèmes à inclusions fluides aqueuses

Les inclusions fluides aqueuses renferment les eaux de gisements. Elles sont composées d'éléments dissous sous forme de chlorures (NaCl, CaCl<sub>2</sub>, KCl), sulfates, carbonates et gaz dissous (CH<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, CO<sub>2</sub> etc ..). Ces inclusions peuvent comprendre une phase solide de sels, sulfates, silicates ou carbonates précipitée dans l'inclusion et associée à une phase d'eau liquide (Figure 68 A).

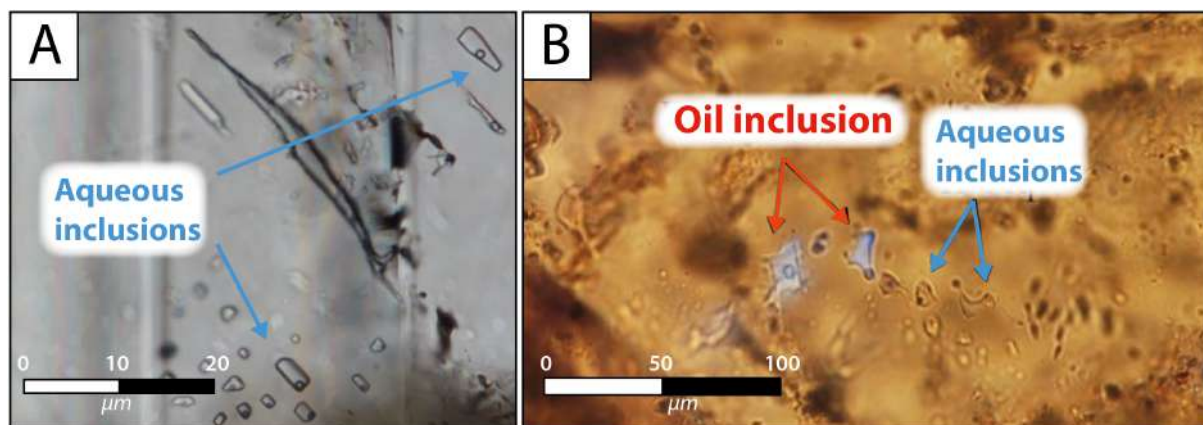


Figure 68 : A. Observation pétrographique en lumière naturelle d'inclusions fluides aqueuses (Crognier, 2016). B. Observation pétrographique sous lampe UV d'inclusions fluides hydrocarbonées et aqueuses (Onq, 2013).

### Les systèmes à inclusions fluides hydrocarbonées

Les hydrocarbures sont classés en 6 groupes : Les gaz à condensats, les gaz humides, les gaz secs, les huiles lourdes, les huiles volatiles et les huiles critiques. Une inclusion hydrocarbonée peut donc contenir des gaz ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ...), des liquides (huiles légères et lourdes) ainsi que des pâtes visqueuses et des solides (résine, bitume). Hormis les inclusions fluides hydrocarbonées de couleur brunâtre, ayant une composition se rapprochant des huiles lourdes, les autres inclusions sont incolores en lumière naturelle. Pour ces dernières, leur identification se fait à l'aide d'une lampe UV (Figure 68 B). La proportion de liquide et de gaz présents dans une inclusion sera un bon indicateur de la composition et de la densité de l'hydrocarbure (George et al., 2001). Typiquement, si la phase vapeur est dominante il s'agira d'huiles critiques ou de gaz à condensat, en revanche si la phase liquide est dominante il s'agira d'huiles volatiles ou d'huiles lourdes.

### Intérêt de l'étude des inclusions fluides dans le domaine pétrolier

Les inclusions fluides enregistrent donc les données de pression et de température des paléo-fluides (eaux de gisements et hydrocarbures présents dans le bassin), constituant des marqueurs clefs sur les timings de migration des hydrocarbures. Une méthode analytique a été développée pour chacun de ces paramètres :

- Géothermométrie : Cette approche s'applique principalement sur les inclusions aqueuses. Elle permet de définir la température minimale de piégeage (correspondant à la température d'homogénéisation  $T_h$ ) du paléo-fluide par chauffage de l'inclusion jusqu'à ce que celle-ci change de phase et s'homogénéise. Ces mesures sont considérées fiables si 90% de la variabilité des températures d'homogénéisation est comprise entre 10 et 15°C (Goldstein, 2001).

- Géobarométrie : Plusieurs auteurs ont suggéré différentes méthodes pour déterminer la pression au moment du piégeage des paléo-fluides ([Dubessy et al., 2001](#); [Guillaume et al., 2003](#)). Duan et al., (1992) estiment les pressions de piégeage à l'aide d'équations, tandis que d'autres auteurs proposent des lectures graphiques des diagrammes PT en se référant aux intersections des isochores ([Pironon, 2004](#); [Roedder and Bodnar, 1980](#)). Ces lectures diffèrent en fonction des conditions de saturation en gaz des fluides ([Ong, 2013](#)).

### • Outils analytiques

#### Avant-propos : caractéristiques pétrographiques des inclusions fluides primaires dans la calcite

Les inclusions fluides primaires enregistrent les conditions de pression, de température et de composition du fluide lors de la croissance cristalline. Dans le cadre de ce travail sur les beef, leur étude peut permet de répondre à de nombreuses questions. Celles-ci s'identifient grâce à leur relation avec les zonations de croissance du cristal (Figure 65 et Figure 67) : elles imitent les terminaisons du cristal et on la même fluorescence que leur cristal hôte en cathodoluminescence. En l'absence de ces relations, la détermination des inclusions primaires devient ambiguë. C'est pour cela que Goldstein & Reynolds (1994) proposent des caractéristiques d'identifications des inclusions primaires propres à chaque minéral. Dans notre cas d'étude nous nous intéressons uniquement aux veines de calcite, c'est pour cela que nous détailleront seulement les critères de reconnaissance pour ce minéral.

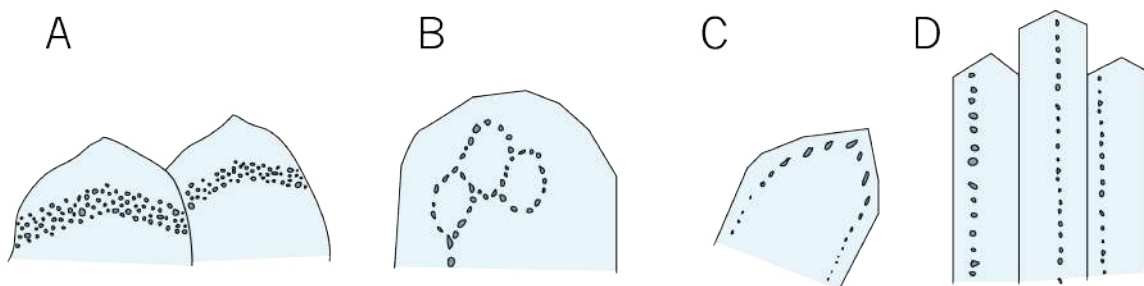


Figure 69 : Illustration des différents cas de zonation des inclusions fluides primaires dans les cristaux de calcite, modifié d'après Goldstein & Reynolds, 1994.

Le plus communément, les inclusions fluides dans la calcite marquent les limites de zones de croissance de cristal. Dans ce cas elles peuvent former un nuage de centaines d'inclusions fluides plus ou moins abondantes en fluides concentrées dans une zone (Figure 69 A). Il arrive que des terminaisons multiples du cristal de calcite précipitent, formant des renforcements et permettant un piégeage d'inclusion (Figure 69 B). Lors de la croissance, des sous-cristaux de calcite se forment et créent des espaces dans lesquelles des inclusions seront

piégées (Figure 69 C). De plus, des inclusions peuvent être allongées le long de l'axe de croissance du cristal. Dans les calcites fibreuses, les inclusions primaires miment la forme des limites de cristaux (Figure 69 D).

Il est à noter que la forme des inclusions primaires au sein de la calcite peut varier d'une inclusion anguleuse à une inclusion très lisse, aucun lien n'a actuellement été fait entre la forme et l'origine des inclusions.

### Étude pétrographique

L'étude pétrographique permettra de caractériser les relations d'une population d'inclusion à une autre (primaires, secondaires), leurs caractéristiques (groupées, isolées, le long de l'axe de croissance du cristal) et leur composition (aqueuses ou hydrocarbonées).

Contrairement aux inclusions aqueuses, les hydrocarbonées sont pour la plupart fluorescentes étant donné leur concentration en composés aromatiques ([Khorasani, 1987](#)). Ainsi, plus l'huile sera riche en composés aromatiques condensés, plus le spectre d'émission sera dans les grandes longueurs d'ondes (de 400 à 700nm) ([Bodnar, 1990](#)). La fluorescence dépendra du type d'hydrocarbure étudié : les huiles légères ont un spectre d'émission de fluorescence à faible longueur d'onde dans les teintes allant du bleu au bleu-vert, à contrario les huiles lourdes fluorescent dans des teintes allant du jaune au brun rouge. Cette fluorescence est considérée comme un bon indicateur de la densité des hydrocarbures, de leur origine et de leur maturité.

Les inclusions fluides (aqueuses et hydrocarbonées) seront identifiées sur une série de lames minces à l'aide d'un microscope optique. Une fois les échantillons comportant des inclusions fluides sélectionnés, un set de lames épaisses (100-300 µm) polies des deux cotés est réalisé. Les inclusions fluides hydrocarbonées seront donc repérées à l'aide d'une lampe UV.

### Plan d'analyses des inclusions aqueuses et hydrocarbonées

Le centre de recherches sur la géologie des matières premières minérales et énergétiques (CREGU) a mis au point une succession d'analyses qui sont pour la plupart non destructives et permettent de préserver les propriétés volumiques de l'inclusion ([Pagel et al., 2014](#)). Ces méthodes ont été appliquées lors de l'analyse des inclusions fluides des beef au cours de cette étude. Elles sont résumées la Figure 70 puis détaillées dans les prochains paragraphes.

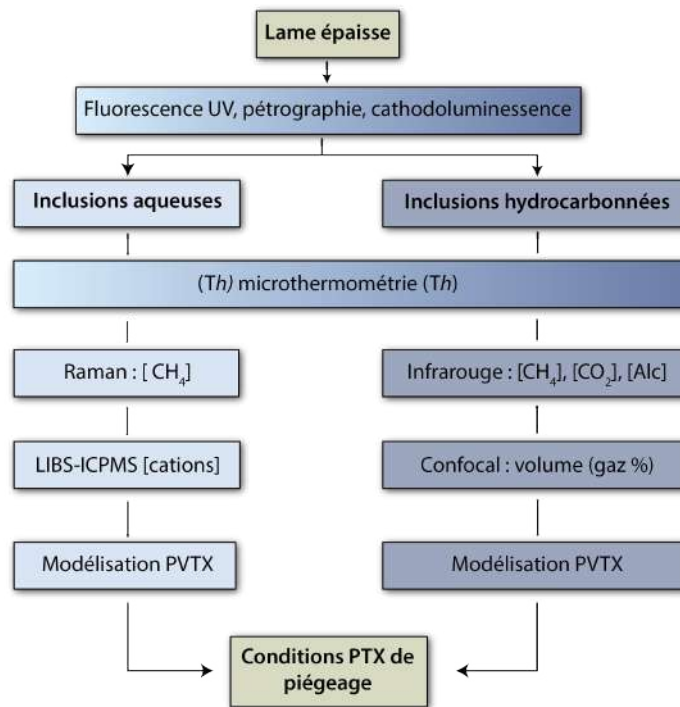


Figure 70 : Schéma détaillant le plan d'analyses des inclusions fluides et hydrocarbonnées, modifié d'après Pagel et al., (2014).

## Inclusions fluides aqueuses

### Procédure d'analyses des inclusions aqueuses

- Microthermométrie des inclusions aqueuses

Cette méthode permet de définir i) le **Th** (température d'homogénéisation de la phase liquide) qui sera la température minimale de piégeage du paléo-fluide dans l'inclusion ii) la **salinité** de l'eau qui sera déduite de la température de fusion de la glace (Figure 71).

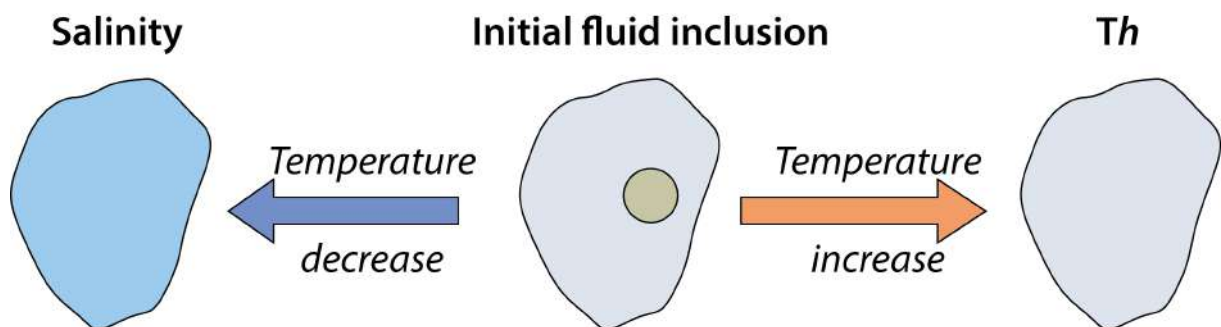


Figure 71 : Schéma de l'évolution de l'inclusion fluide aqueuse lors des variations de température en microthermométrie.



La lame est déposée sur une platine microthermométrique qui permettra de suivre à l'aide d'une caméra i) l'évolution des phases liquide / vapeur en fonction de la température et ii) de pouvoir déterminer les transitions de phase.

- *Spectrométrie Raman*

La spectroscopie Raman sur inclusions fluides permet de connaître la composition (qualitative ou quantitative) des inclusions fluides ainsi que leur origine ([Burke, 2001](#); [Frezzotti et al., 2012](#)). Une fluorescence trop intense masque les bandes de vibrations, le Raman permet alors de détecter uniquement les inclusions fluides non-fluorescentes telles que les aqueuses. C'est pour cela que celles étant contaminées par de l'huile (inclusions hydrocarbonées) fluorescent et ne peuvent pas être étudiées par la spectroscopie Raman, contrairement aux gaz tels que CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S. Ils sont communs dans les inclusions aqueuses des systèmes pétroliers et s'avèrent être très utiles pour retrouver les conditions PVT des fluides piégés. La quantification des gaz dissous est essentielle pour déterminer les différentes générations de fluides de la diagenèse.

Le gaz le plus commun, le méthane, sera dissout lors de la Th en prenant en compte la salinité (déterminée lors de la microthermométrie) et sera analysé dans un Raman couvrant le domaine spectral d'intérêt pour l'analyse des gaz. La teneur en méthane dissout sera ensuite estimée à l'aide du rapport CH<sub>4</sub>/H<sub>2</sub>O.

Procédure d'analyse au Raman pour le CH<sub>4</sub> :

- Un spectre est envoyé dans le minéral hôte afin de déterminer sa fluorescence pour ensuite l'adapter à l'analyse du spectre de l'inclusion afin de ne pas fausser les mesures.
- Un laser s'assurera que la bulle de gaz de l'inclusion renferme bien du méthane.
- Un spectre d'eau liquide sera mesuré à température ambiante, sa chlorinité sera déduite grâce à la bande d'eau enregistrée.
- L'inclusion est ensuite chauffée jusqu'au Th puis un spectre est enregistré dans la phase liquide homogénéisée.
- Le rapport des aires CH<sub>4</sub>/H<sub>2</sub>O est alors mesuré.
  
- *Modélisation AIT (Aqueous Inclusion Thermodynamics)*

La modélisation AIT permet reproduire le comportement thermodynamique des inclusions aqueuses simplifiées au système CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl.

- 1- Une équation d'état datant de 1992 et révisé en 2006 ([Duan and Mao, 2006](#); [Duan et al., 1992](#)) permet de dessiner la **courbe de point bulle** aussi appelée **l'isoplèthe** (courbe séparant les phases liquide / vapeur) du système CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl dans le diagramme de phase PT.
- 2- L'**isochore** (courbe d'iso-densité de l'inclusions fluide) est calculée à partir de l'équation d'état pour le système H<sub>2</sub>O-NaCl ([Zhang and Frantz, 1987](#)) puisque la détermination des isochores des systèmes H<sub>2</sub>O-NaCl-CH<sub>4</sub> n'a pas été réalisée à ce jour.

### Procédure d'analyses des inclusions hydrocarbonées

Les inclusions hydrocarbonées sont composées de gaz, liquides, pates visqueuses et solides.

#### - Microthermométrie

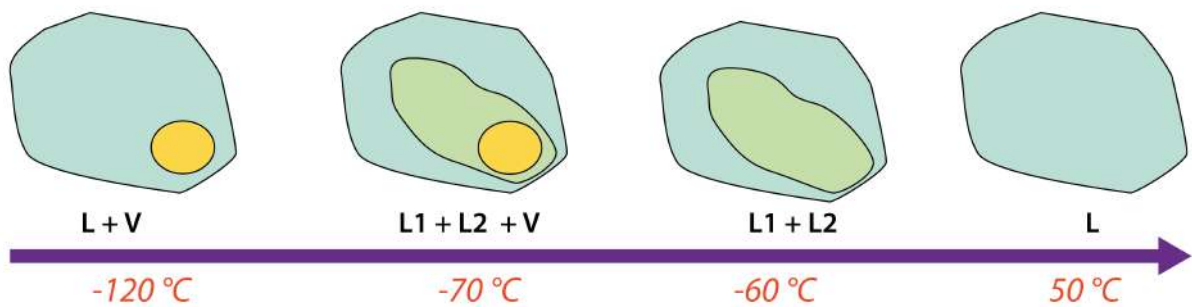


Figure 72 : Schéma de l'évolution d'une inclusion fluide hydrocarbonée lors des variations de température en microthermométrie. Les données de température viennent d'une étude de gaz à condensats du Québec, modifié d'après Pagel et al., (2014).

Il s'agit de la même approche que celle effectuée pour les inclusions aqueuses pour déterminer le  $T_h$ . Dans le cas des inclusions hydrocarbonées, une deuxième phase liquide peut apparaître lors des mesures à froid ( $-150\text{ °C}$ ) passant d'un système diphasique (L+V) à un système triphasique (L1 + L2 + V) (Figure 72) avec une différence de viscosité entre les deux liquides. Il est à noter que les isochores dans les digrammes PT des inclusions hydrocarbonées étant très plates, le  $T_h$  peut refléter une valeur très en dessous de la vraie température de piégeage.

- *Microspectroscopie Infrarouge à Transformée de Fourier (IR-FT)*

Le contenu molaire des inclusions hydrocarbonées est caractérisé semi quantitativement par la méthode IR-FT. La composition du fluide est simplifiée suivant des règles de mélanges connues. Ces analyses nous renseignent sur :

- La composition molaire en méthane, alcane et CO<sub>2</sub> ([Pironon et al., 2001](#)).
- Le rapport CH<sub>2</sub>/CH<sub>3</sub> sera calculé et apportera des informations sur la densité ainsi que la maturité du fluide.

Néanmoins, cette méthode contient trois grandes limites d'analyses :

- Le domaine de longueur d'onde moyen limite la taille de l'inclusion, c'est pour cela que celles ayant une taille inférieure à 10µm ne pourront pas être analysées.
- Les spectres atmosphériques viendront polluer ceux de l'inclusion, il faudra donc les soustraire.
- La mesure enregistrera le signal de l'inclusion couplé à celui du minéral hôte.
- *Microscopie confocale à balayage laser*

Cette méthode basée sur l'analyse du volume des inclusions fluides a été développée afin de compléter l'analyse compositionnelle partielle du IR-FT et de la microthermométrie ([Bakker and Diamond, 2006](#); [Pironon et al., 1998](#)). L'intérêt est de reconstituer le volume de la phase solide et de la phase liquide des inclusions hydrocarbonées à température ambiante. En effet, le Th et le Fv (pourcentage de remplissage gazeux de l'inclusion par rapport à son volume total) sont des caractéristiques intrinsèques qui permettent de remonter à un nombre limité de modèles compositionnels.

Pour se faire ;

- i) le volume de la phase liquide sera calculé via l'analyse du rayonnement incident de sa fluorescence couplé à des images acquises par transmission ou réflexion, le couplage de ses images permettra aux unités de connaître le volume élémentaire de l'huile liquide.
- ii) le volume de la phase vapeur sera calculé par approximation sphérique ou cylindrique (dépendant de la morphologie de l'inclusion) en mesurant le diamètre de la bulle de gaz. Ces mesures (Fv et Th) permettent aussi de déterminer le type d'huile qui restera piégée dans l'inclusion sans passer par la modélisation ([Bourdet et al., 2008](#)).

- *Modélisation PIT (Petroleum Inclusion Thermodynamics)*

Cette méthode permet, à partir de données de  $T_h$  et de  $F_v$ , de donner une estimation compositionnelle et de calculer les propriétés physiques de l'huile associée (densité API, Gas Oil Ratio) en générant un diagramme PT avec les courbes de point de rosée, point bulle, point critique et isochores ([Montel, 1993](#); [Thiery et al., 2000](#); [Thiéry et al., 2002](#)).

Cette modélisation compositionnelle comprend pour chaque inclusion deux paramètres :  $\alpha$  (fraction lourde) et  $\beta$  (fraction légère) déterminés à partir du  $T_h$  et du  $F_v$ . Ces valeurs sont ensuite placées sur une courbe qui coupe la tendance de composition des huiles naturelles. Cette composition simplifiée permet de remonter aux propriétés thermodynamiques.

La modélisation PIT permet d'accéder à ;

- Des estimations sur les compositions, le nombre de phases et les conditions de piégeage PT des inclusions hydrocarbonées.
- Des données complémentaires dans l'interprétation des différents processus qui ont affecté la roche encaissante (roche mère ou réservoir) syn-piégeage et post-piégeage.

Modélisation des inclusions hydrocarbonées couplées aux inclusions aqueuses

La première étape de cette méthode est de s'assurer lors de l'étude pétrographique que les inclusions aqueuses et les inclusions hydrocarbonées sont contemporaines. La fraction d'eau dissoute dans les hydrocarbures qui implique modification de quelques dizaines de degrés pour le  $T_h$  de l'inclusion hydrocarbonée ne sera pas prise en compte ([Balitsky et al., 2001](#); [Pironon et al., 2000](#)).

L'intersection qui se situe entre l'isochore de l'inclusion hydrocarbonée et l'isochore de l'inclusion aqueuse fournit une bonne approximation des conditions PT de piégeage ([Roedder and Bodnar, 1980](#)). Si les écarts entre les  $T_h$  de ces deux types d'inclusions sont importants, cela indique que la pression était élevée et de ce fait, cet écart est un indicateur de surpression de fluides (Figure 73) ([Pironon and Bourdet, 2008](#)). En s'appuyant la modélisation de l'histoire d'enfouissement du réservoir étudié en fonction du temps, il est alors possible d'estimer les conditions thermobarométriques (PT), la chimie (X), l'âge (t), et le régime de pression (hydrostatique ou en surpression fluide) au moment du piégeage des paléo-fluides ([Bourdet and Pironon, 2008](#); [Teinturier et al., 2002](#)). Des erreurs de mesures ont été quantifiées pour les méthodes d'acquisition de données décrites ci-dessus. Par conséquent, la barre d'erreur pour

l'estimation des pressions de piégeages est de  $\pm 20$  bars et l'estimation des températures de piégeage est de  $\pm 5^\circ\text{C}$ . Ces barres d'erreurs s'appliquent particulièrement pour les gammes de températures comprises entre  $60^\circ\text{C}$  et  $200^\circ\text{C}$  et des gammes de pressions comprises entre 150 et 1200 bars.

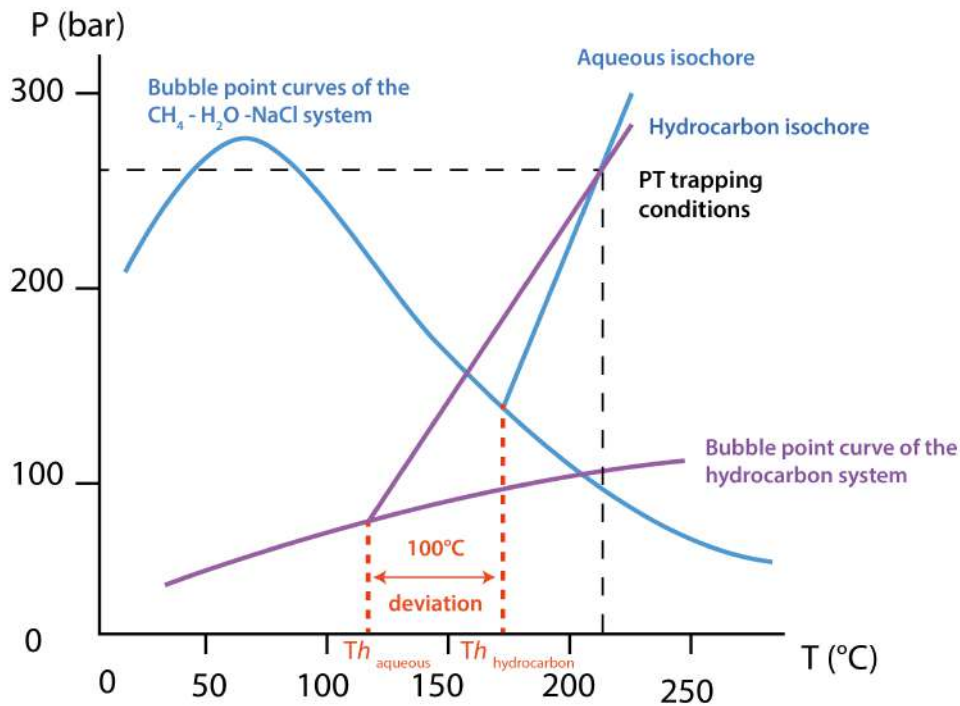


Figure 73 : Couplage des données PT des inclusions aqueuses et hydrocarbonées contemporaines pour la détermination des températures et pressions lors du piégeage, modifié d'après Pagel et al., (2014).

- Inclusions fluides dans les beef : revue globale

La Figure 74 présente une compilation bibliographique de mesures de  $T_h$  dans les inclusions fluides des beef à l'échelle mondiale. Leurs interprétations sont synthétisées dans les paragraphes ci-dessous.

Dans leurs travaux, Jochum et al., (1995) indiquent que d'après les températures d'inclusions fluides aqueuses, les beef se sont mis en place au stade maximal d'enfouissement des Posidonia Shales. Cette période correspond aussi au réchauffement maximal induit par le massif de Vlotho. Les inclusions fluides secondaires, enregistrant des températures plus faibles (Figure 74), se sont probablement formées lors de l'exhumation de la formation. La composition moléculaire des inclusions fluides hydrocarbonées reflète une phase d'hydrocarbures mobile. Au cours de leur migration primaire, ces hydrocarbures ont été piégés au sein des beef lors de leur formation ([Jochum et al., 1995](#)).

Authors	Localities	Samples	Th aqueous		Th oil	
			min	max	min	max
Jochum et al., (1995)	Posidonian Shale, Lower Toarcien, NW Germany	Beef - primary type	123°C	162°C	75°C	115°C
		Beef - secondary type			50°C	85°C
Suchy et al., (2002)	Silurian Liten Formation, Barrandian basin, Czech Republic	Beef	no data	no data	58°C	68°C
Rodrigues, (2008)	Vaca Muerta Formation, Neuquén basin, Argentina	Beef	92.5°C	112.5°C	37.5°C	87.5°C
Prevost-Boure, (2013)	Lulworth Cove, Wessex Basin, UK	Beef	104°C	300°C	no data	no data
		Beef	190°C	380°C	no data	no data
		Secant veins	230°C	250°C	no data	no data
Worden et al., (2015)	Mesozoic, Wessex basin, UK	Beef	177°C	283°C	no data	no data
		Beef - zone 1+2	185°C	208°C	no data	no data
Fall and Ukar., (2016)	Vaca Muerta Formation, Neuquén basin, Argentina	Beef - zone 3+4	175°C	205°C	no data	no data
		Secant veins - set 1	145°C	161°C	no data	no data
		Secant veins - set 2	142.5°C	153.8°C	no data	no data
		Secant veins - set 3	144.1°C	155.6°C	no data	no data
Wang et al., (2018)	Eocene lacustrine, Dongying Depression, Bohai basin, China	Beef	105°C	140°C	50°C	85°C
Luan et al., (2019)	Carbonaceous black shales, Dongying Depression, Bohai basin, China	Beef	86.4°C	117.4°C	no data	no data

Figure 74 : Tableau de synthèse bibliographique des données de température d'homogénéisation (Th) pour les inclusions fluides aqueuses et hydrocarbonées des beef de calcite dans le monde.

Pour les beef de la Silurian Liten Formation du bassin de Barrandian, les inclusions fluides hydrocarbonées (Figure 74) montrent que la calcite des beef a cristallisé dans un système en surpression, à partir d'une solution aqueuse riche en hydrocarbures, dérivée des shales encaissants, et à un stade avancé de l'enfouissement, au début de la fenêtre à huile (Suchy et al., 2002).

La présence d'inclusions d'huile dans les fibres de calcite prouve que la génération d'huile est synchrone de l'initiation des paléocirculations à l'origine des beef du bassin du Wessex. La température de circulation de ces paléofluides prouve une mise en place des beef au Jurassique inférieur, lors du maximum de subsidence (Figure 74) (Prevost-Boure, 2013).

Wang et al., (2018) suggèrent aussi une ouverture / cristallisation de la calcite des beef, contemporaine à la migration primaire des fluides hydrocarbonés. Ces données impliquent que les beef de la « Dongying depression » se sont formés dans un environnement de shales matures (Figure 74). Ces arguments sont aussi soulignés par Luan et al., (2019). Au cours de la croissance de la veine, le fractionnement à micro-échelle des hydrocarbures de faible maturité s'est produit avant le piégeage des inclusions d'hydrocarbures. Les fluides hydrocarbonés sont notamment présents à tous les stades de la formation des beef. Ces observations indiquent que l'ouverture des beef aide et est probablement la clé de la migration latérale primaire des hydrocarbures depuis la roche mère vers l'extérieur (Luan et al., 2019).



• Inclusions fluides sur les beef : Formation de la Vaca Muerta

Cette thèse portant sur les beef de la formation de la Vaca Muerta, ce paragraphe présente une compilation bibliographique des études menées sur les inclusions fluides aqueuses et hydrocarbonées des beef, de cette zone. L'ensemble des données a été reporté sur le graphique de la Figure 75. Il est à noter que l'accès au nombre d'inclusions fluides ayant eu leur Th mesurée par Fall and Ukar., (2016) n'était pas accessible, seules les valeurs minimales et maximales ont été communiquées. Ainsi, nous avons fait la supposition d'une valeur moyenne avec une mesure de Th tous les 5°C sur le graphique de la Figure 75.

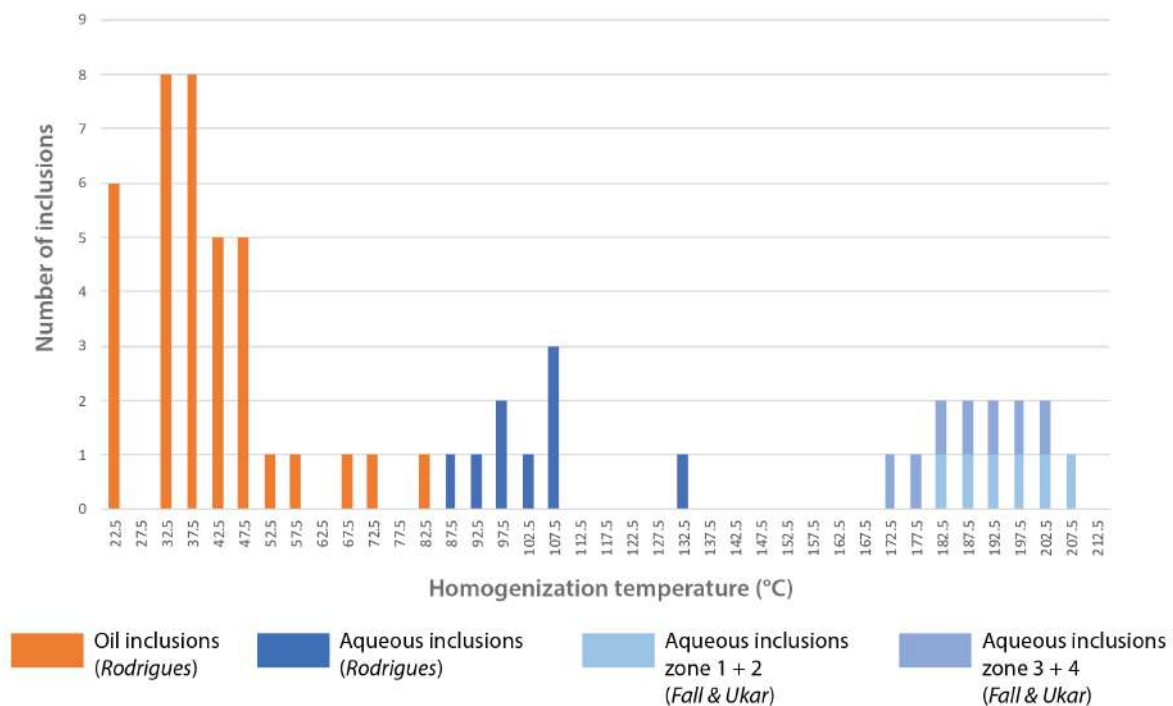


Figure 75 : Compilation des données d'inclusions fluides aqueuses et hydrocarbonées des beef dans la formation de la Vaca Muerta. Les données du nombre d'inclusions mesurées par Fall et Ukar., (2016) n'étant pas disponible, nous avons appliqué un nombre d'une inclusion tous les 5°C dans les gammes de température indiquées.

Suite à l'étude des inclusions fluides des beef de la formation de la Vaca Muerta, les différents auteurs s'accordent pour dire que les beef se sont mis en place dans une roche mère mature. En outre, leurs mesures de températures - dans les inclusions fluides aqueuses primaires des beef - mesurées sont très différentes. La Figure 75 illustre que les Th de Rodrigues (2008 ; 92.5°C et 112.5°C avec une anomalie à 132.5°C peuvent avoir plus de 100°C d'écart avec celles mesurées de Fall et Ukar (2016 ; 142.5°C et 208°C). Les deux affleurements étant pourtant dans la même zone d'étude (Arroyo Mullinchinco et Sierra de Vaca Muerta) et ayant la même histoire d'enfouissement et d'exhumation.

De plus, suite à leur comparaison sur les modèles d'enfouissement du bassin, le timing de mise en place des beef étudiés diffèrent entre les deux travaux discutés. Malgré les deux générations de calcite identifiées, seules des inclusions de la génération 1 ont pu être observées et analysées par Rodrigues (2008). L'étude des inclusions fluides indiquent le développement des beef au cours de l'enfouissement au début de la fenêtre à huile, il y a **110 Ma, à l'Aptien**. Par la suite, le beef continuera de croître au cours l'enfouissement et de la maturation de la roche encaissante jusqu'à l'enfouissement maximal, à **80 Ma, au Campanien**. En revanche, Fall and Ukar., (2016) suggèrent que les zones internes du beef (zone 1 + 2) se sont formé au maximum de l'enfouissement à **80 Ma, au Campanien**, et que les zones externes du beef (zone 3 + 4) se sont formées au cours de l'exhumation jusqu'au **Paléocène inclus (65 Ma)**. Ces auteurs montrent que les veines transverses au beef leur sont postérieures et se sont mises en place **à la fin du Paléocène**, il y a **55 Ma**.

### *b. Apports des études des clumped isotopes*

#### • Introduction à la méthode de paléothermométrie par le $\Delta_{47}$ des carbonates « clumped isotopes »

Les fractionnements isotopiques entre les molécules dépendent de l'équilibre thermodynamique ([Bigeleisen and Mayer, 1947](#)) et de la cinétique des réactions ([Bigeleisen and Wolfsberg, 1957](#)). Dans le domaine des géosciences, des avancées majeures ont été faites dans l'application des isotopes stables : la mesure des fractionnements indépendants de la masse ([Clayton et al., 1973](#)) et la géochimie dites des « clumped isotopes » ([Eiler and Schauble, 2004](#)). La deuxième s'intéresse au « clumping », c'est-à-dire aux liaisons entre deux isotopes rares dans les structures moléculaires de gaz ou de minéraux. Elle permet de remonter aux conditions thermométriques  $\Delta_{47}$  des carbonates ([Ghosh et al., 2006](#); [Schauble et al., 2006](#)).

Les groupements des carbonates  $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}_2$  contrôle la température du minéral de carbonate. L'abondance des liaisons entre les isotopes lourds  $^{13}\text{C}$  -  $^{18}\text{O}$  sont dépendantes des températures de cristallisations. En effet, à haute température la distribution des liaisons sera aléatoire, tandis qu'à basse température elles seront nombreuses (Figure 76) ([Eiler, 2007](#)). Ce thermomètre est particulièrement intéressant car il ne nécessite pas la connaissance de la composition isotopique du fluide à partir duquel les carbonates précipitent ([Eiler, 2007](#); [Schauble et al., 2006](#)). De plus, il s'applique à toutes les minéralogies carbonatées ([Bonifacie et al., 2017](#)). Ces caractéristiques ont suscité une expansion très rapide de cet outil afin de reconstruire les conditions de diagenèse des carbonates et des interactions eau-roche ([Bristow et al., 2011](#); [Budd et al., 2013](#); [Dale et al., 2014](#); [Hodson et al., 2016](#); [Loyd et al., 2013](#); [Sena et al., 2014](#); [Shenton et al., 2015](#)).

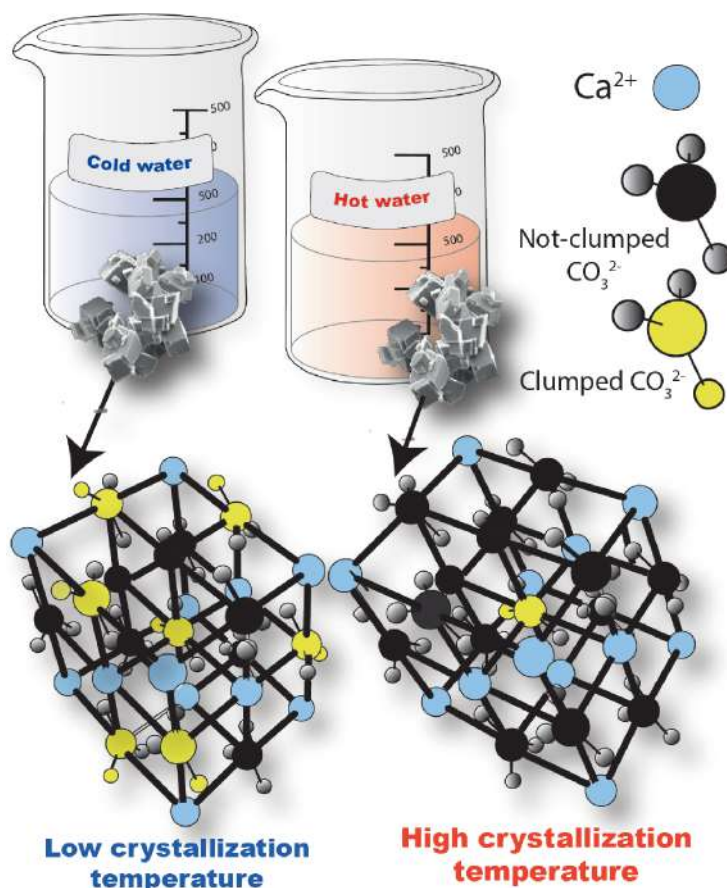


Figure 76 : Représentation schématique du principe de la thermométrie  $\Delta 47$ . Cette figure illustre la distribution attendue de liaisons entre carbone et oxygène dans des calcites précipitées en eau froide (à gauche) et en eau chaude (à droite). Les groupements carbonates présentant des liaisons entre deux isotopes rares sont colorés ici en jaune (majoritairement  $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}_2$ , mais aussi  $^{13}\text{C}^{17}\text{O}^{16}\text{O}_2$ ). Les groupements ne contenant qu'un seul ou aucun isotope rare (e.g.  $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_3$ ) sont représentés en noir. Les cations  $\text{Ca}^{2+}$  sont en bleu. Pour faciliter la clarté de la figure, les abondances relatives des espèces « clumpées » sont grandement exagérées. (Mangenot, 2017).

- Étude des Clumped sur les beef de la formation de la Vaca Muerta

A ce jour, il existe deux études publiées sur des mesures de clumped isotopes dans la calcite des beef de la formation de la Vaca Muerta (Gale et al., 2016; Weger et al., 2019). Gale et al., (2016) ont mesuré deux beef de l'affleurement de l'Arroyo Mulinchinco dans la région de l'Agrio tandis que Weger et al., (2019) ont fait leurs analyses sur des échantillons de l'affleurement de Puerta Curaco situé dans la région de Chos Malal.

Gale et al., (2016) trouvent des températures de 156°C et 169°C. Ces résultats, couplés aux analyses d'inclusions fluides effectuées sur les mêmes échantillons (Fall and Ukar, 2016), leur permettent de conclure que le timing de mise en place des beef est probablement proche de l'enfouissement maximal, peut-être au début de l'inversion du bassin à la fin du Crétacé.

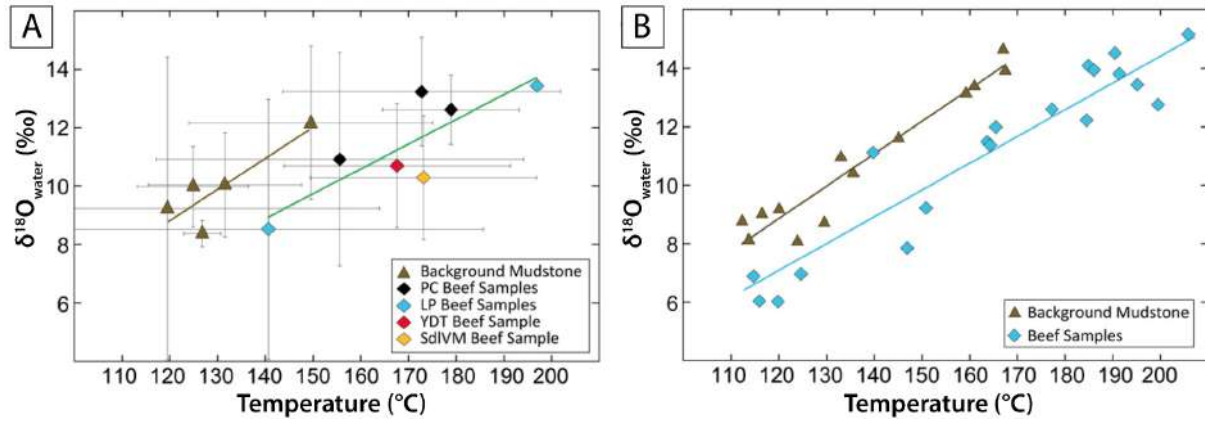


Figure 77 : Diagramme croisé des températures par rapport aux valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau provenant du beef et de la roche encaissante. A. Résultats pour les échantillons individuels composés de mesures multiples (doubles, triples et certains quadruples). B. Températures et valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau de toutes les mesures effectuées sur les beef et de la roche encaissante. LP = Loncopué ; PC = Puerta Curaco ; SdlVM = Sierra de la Vaca Muerta ; YDT = Yesera del Tromen.

Weger et al., (2019) estiment que la calcite des beef semblent conserver les températures de formation. Les paléotempératures obtenues à partir des clumped isotopes montrent que les beef de la formation Vaca Muerta se sont mis en place entre environ **140°C et 195°C** (Figure 77), avec des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  du fluide comprises entre 9‰ et 14.5‰. Eberli et al., (2017) suggéraient que les températures de formation montraient l'absence de sources hydrothermales plus profondes, mais les résultats recalibrés des clumped isotopes de l'étude de Weger et al, (2018) produisent des températures légèrement plus élevées que celles dérivées des modèles d'enfouissement. Les fluides enrichis en <sup>18</sup>O peuvent se former à la suite de la recristallisation des sédiments carbonatés sous l'influence de températures élevées. Pour expliquer les valeurs isotopiques élevées des beef échantillonnés, soit i) des **fluides hydrothermaux plus profonds**, avec une température légèrement plus élevée, sont remontées de plus grandes profondeurs pour précipiter la calcite des beef, soit ii) le gradient géothermique présumé dans le bassin de Neuquén était supérieur à 35°C/km comme utilisé dans les modèles d'enfouissement, ou soit iii) la formation de Vaca Muerta a été enfouie plus profondément que ce qui est généralement supposé. Néanmoins, ces résultats sur les clumped isotopes ne contredisent pas les hypothèses publiées précédemment et estiment que les beef cristallisent principalement par la précipitation de solutions aqueuses sursaturées, résultant des changements de température et de pression.



## D. Synthèse

- Les beef sont des veines minéralisées composées soit i) de **quartz**, ii) de **calcite**, iii) de **calcite et de quartz** ou de iv) **gypse**. Les beef de calcite se concentrent essentiellement dans les **roches mères matures** et dans les zones de **surpressions de fluide**.
- Les beef ont été décrits comme comportant une structure cristalline **fibreuse**. Ils présentent, en leur centre, une ligne de suture appelée « **zone médiane** ». Cette zone médiane et les fibres de calcite peuvent renfermer i) des **fragments de roche encaissante**, ii) du **bitume**, iii) de la **matière organique** et / ou iv) des **bioclastes**. Des textures cristallines blocky peuvent également y être observées. D'une façon générale, des **inclusions fluides aqueuses et hydrocarbonées** sont présentes dans les cristaux de calcite de l'intégralité du beef.
- Les beef peuvent enregistrer les **paléo-contraintes tectoniques** du bassin, de façon **synchrone** et **postérieure** à leur mise en place.
- Les mécanismes d'initiation de la fracture du beef sont encore débattus de nos jours. Certains auteurs invoquent la **force de cristallisation**, en tant que **paramètre interne**. Tandis que d'autres suggèrent des **paramètres externes** tels que i) la **surpression des fluides**, génératrice de **fracturations hydrauliques**, ou ii) la **contrainte tectonique**.
- Les mécanismes de cristallisation de la calcite au sein de la fracture, eux aussi restent sujet à débat. Certains auteurs prônent le mécanisme dit de « **crack-seal** », alors que d'autres parlent de **croissance continue**. La croissance des fibres minérales, **antitaxiale** ou **syntaxiale**, ne fait, elle non plus, pas l'unanimité.
- Les beef sont des objets **diagénétiques**. Les fluides à l'origine de la cristallisation de la calcite sont susceptibles de provenir d'un **système ouvert** (fluides hydrothermaux) comme **fermé** (fluides locaux). La calcite, quant à elle, proviendrait principalement des **bioclastes dissous** de la roche encaissante avec des apports complémentaires de carbone, libérés au cours de la **génération d'hydrocarbures**.
- La température de cristallisation, synchrone de la mise en place des beef diffère d'un bassin à l'autre et d'un auteur à l'autre. Des auteurs argumentent une mise en place lors d'un **enfouissement précoce** (contemporain de la méthanogénèse), tandis que d'autres suggère un **enfouissement maximal** voire même encore plus tardif, lors de l'**exhumation**.





# Problématique et objectifs de la thèse

---

La compréhension des générations des fluides hydrocarbonés et aqueux, leur migration primaires et la génération des fractures qu'ils peuvent engendrer, est actuellement un enjeu scientifique majeur. En effet, ces processus mettent en jeu des mécanismes plus complexes qu'une simple circulation de fluides aux pores au sein de roches très faible perméables.

Les roches mères, pouvant aussi être appelées « shales », ont ainsi la particularité de i) être peu perméables, et de ce fait limiter la circulation des fluides (diagénétiques et hydrocarbonés) ce qui favorisera le développement des surpressions de fluides, et de ii) comporter une anisotropie naturelle, marquée par la stratification, souvent acquise lors du début de l'histoire géologique de la roche. Cette anisotropie modifie le comportement rhéologique de la roche en donnant notamment une résistance en tension plus forte suivant l'axe orthogonal à celle-ci. De plus, les roches mères génèrent leurs propres fluides : des fluides aqueux diagénétiques ainsi que des hydrocarbures. Or, nous avons vu dans ce chapitre que la génération des hydrocarbures lors de leur maturation engendrait différents modes de surpression de fluides, régulièrement associées au craquage thermique de l'huile puis du gaz, à l'augmentation volumique des solutions hydrocarbonées et à la compaction chimique. Les interactions entre ces différents fluides et la roche encaissante peuvent se matérialiser par des veines de calcite fibreuse souvent présentes dans les roches mères de type shale, plus communément appelées « **beef** ».

Au regard du grand intérêt fondamental et industriel que représentent ces objets géologiques, l'étude de ces veines a connu un regain d'intérêt depuis les deux dernières décennies. En effet, ces structures géologiques semblent être le reflet de mécanismes de paléo-fracturation hydrauliques naturelles dans des roches mères ayant générées des hydrocarbures. Ainsi, elles comportent un intérêt fondamental dans la compréhension de l'évolution et de la migration des fluides dans le temps. En effet, via l'utilisation de nombreux outils analytiques géochimiques, il est possible de remonter aux compositions des fluides ayant circulés et précipités dans ces fractures, leurs températures et leurs données de pression. De plus, ces veines sont aussi des marqueurs des paléo contraintes exercées au cours de l'enfouissement et de l'exhumation du bassin. Elles renferment donc un large spectre de données permettant de contraindre l'histoire du bassin sédimentaire. Outre cela, les beef représentent un enjeu considérable pour le monde industriel. Ils constituent des ruptures et contrastes rhéologiques pour les fluides au sein de ces roches et ils viennent complexifier les

prévisions de fracabilité des roches lors de l'exploitation dite « non-conventionnelle ». Ainsi, l'appréhension de leur répartition spatiale et de leur morphologie 3D est en enjeu majeur.

Les mécanismes de formation des beef restent sujet à débat. Cobbold et al. (2007) proposèrent un mécanisme de formation par fracturation hydraulique uniquement assisté par les surpressions de fluides dans un milieu isotrope avec une ouverture de la fracture en tension. Or, la répartition mondiale de ces objets se focalise principalement dans les roches mères, en d'autres termes, dans un milieu fortement anisotrope. L'état de contrainte de la roche ne sera donc pas le même entre ces deux environnements.

Outre les zones matures, les facteurs contrôlant leur distribution spatiale sont à l'heure actuelle peu contraints. De plus, leur forme macroscopique dans l'espace n'est pas bien caractérisée. Aucune étude propose un modèle de la morphologie totale du beef. Leurs données de longueur et d'épaisseur restent vagues. D'un point de vue microscopiques, les beef furent décrits par de nombreux auteurs e.g. ([Bons and Jessell, 1997](#); [Hilgers and Urai, 2002b](#); [Koehn et al., 2003](#)). Néanmoins, chacun propose une morphologie et un mécanisme de scellement de la fracture différent. Ainsi, Rodrigues et al. (2009) argumentent une croissance antitaxiale avec systématiquement deux générations de calcite, tandis que Eberli et al. (2017) ainsi que Weger et al. (2018) suggèrent une croissance syntaxiale sans tenir compte du nombre de génération. Les auteurs, appuyant sur le rôle de la fracturation hydraulique comme principal mécanisme de la mise en place des beef, associent leur remplissage par le mécanisme de crack-seal ([Ramsay, 1980](#)). En revanche d'autres auteurs plaident en faveur du mécanisme de force de cristallisation suivi d'un mode de croissance des fibres continu ([Li and Means, 1997](#); [Means and Li, 2001](#); [Taber, 1917](#)). La mise en place de ces veines et les mécanismes invoqués pour leur croissance ne semblent donc pas faire consensus.

L'origine des fluides, permettant de précipiter la calcite des beef, varie aussi d'un auteur et d'un bassin à l'autre. Ainsi pour certains, les fluides évoluent dans un système fermé alors que pour d'autres ceux-ci se retrouvent plutôt en système ouvert. La datation de cet objet reste très floue, avec quelques modèles suggérés. De surcroit pour certain, leur mise en place se produit au cours de la méthanogénèse ([Meng et al., 2017a](#)), tandis que pour d'autres elle se place après l'entrée dans la fenêtre à huile ([Hernández Bilbao, 2016](#)), et d'autres encore argumentent une mise en place tardive au cours de l'exhumation ([Fall and Ukar, 2016](#)).

La formation de Vaca Muerta, située dans le bassin de Neuquén, offre un contexte géologique d'une grande qualité. En effet, les nombreux affleurements de la formation dans le bassin couplés à une végétation quasi inexistante offrent un cadre d'étude remarquable. De plus, nous disposons d'un set de données sur des carottes sédimentaires de Total. Cette roche mère, étant reconnue comme comportant un intérêt majeur pour l'exploitation des hydrocarbures non-conventionnels, a bénéficiée de nombreuses études dans les diverses

spécialités géologiques permettant ainsi d'avoir un contexte général tectono-sédimentaire bien contraint dans son ensemble.

Après avoir défini le contexte géologique de cette zone d'étude dans la partie 2 de ce chapitre, nous organisons le manuscrit en quatre chapitres centrés sur les grandes problématiques abordées précédemment.

- **Chapitre II**

- Quels sont les paramètres contrôlant la répartition des veines ?

- **Chapitre II et III**

- Quelles sont leurs morphologies et leurs distributions spatiales en 1D, 2D et 3D ?

- **Chapitre IV**

- Peut-on mieux contraindre l'origine des fluides ayant alimentés ces veines ?
- Quel est leur timing de mise en place dans l'histoire d'enfouissement et d'exhumation du bassin ?
- Quelles sont les interactions entre les hydrocarbures et la génération de ces fractures ?

- **Chapitre V**

- Quels sont les mécanismes invoqués pour cette fracturation ?



# Partie 2 : Contexte géologique du bassin de Neuquén et de la formation de la Vaca Muerta



*Chenille sur l'affleurement de Puerta Curaco*





# Avant-propos

---

Du fait de ses qualités d’affleurements, des nombreuses données acquises sur les carottes sédimentaires mises à disposition par Total, et du nombre important d’étude géologiques réalisées dans cette zone, la formation de la Vaca Muerta dans le bassin de Neuquén constitue un cadre d’étude de premier choix. Cette seconde partie du chapitre synthétise le contexte géologique du bassin de Neuquén ainsi que celui de la formation de la Vaca Muerta.

En premier lieu, nous repositionnons le bassin de Neuquén au sein du cadre géodynamique de l’Argentine, et plus spécifiquement, au sein de la cordillère des Andes en résumant l’évolution régionale andine. Puis nous détaillons les principaux domaines structuraux du bassin. Pour finir avec le bassin de Neuquén, nous présentons le contexte tectono-sédimentaire.

Dans un second temps, nous exposerons le contexte géologique de la formation de la Vaca Muerta, avec i) sa stratigraphie, et ii) les différentes lithologies qui la compose. Nous finirons par le potentiel pétrolier qu’elle représente et un historique de l’évolution de l’exploitation pétrolière dans ce bassin.



# **I. Cadre morphostructural des Andes**

## **A. Segmentation des Andes**

La cordillère des Andes longe la partie ouest de l'Amérique du Sud sur plus de 8 000 Km, depuis le Venezuela au nord, jusqu'à la Terre de Feu et le Cap Horn au sud (Figure 78). Elle résulte de la subduction successive du nord au sud des plaques Cocos, Farallon, Nazca puis Antarctique, sous la plaque Amérique du Sud (Diraison et al., 2000). Cette subduction a commencé il y a 200 Ma (Forsythe, 1982) par un processus de marge active de type non-collisionnelle. La Cordillère des Andes est caractérisée par trois grands domaines morphostructuraux localisés dans la Figure 78 (Urien and Zambrano, 1994) et détaillés ci-dessous :

### **1. Les Andes Septentrionales**

Les Andes Septentrionales résultent de la subduction des plaques Caraïbes, Cocos et Nazca sous la plaque Amérique du Sud. Ce segment se caractérise par un régime collisionnel transpressif se produisant à l'est du plateau océanique colombien contre la marge continentale dans la partie NW de l'Amérique du Sud (Schmitz, 1994). Cette zone se situe entre le Venezuela (12°N) et le Pérou (10°S). La morphologie de cette chaîne de montagne est concave et arquée avec des sommets atteignant les 6000 m dans la cordillère blanche péruvienne. Elle est étroite et présente une largeur de 200 kilomètres.

### **2. Les Andes Centrales**

Les Andes Centrales sont la conséquence de la subduction de la plaque Farallon puis Nazca sous la plaque Amérique du Sud. Dans cette zone, la chaîne andine atteint une largeur de 800 km avec des altitudes dépassant les 6000 m. Elles sont caractérisées par (i) une subduction océanique entraînant une forte activité magmatique dans les parties occidentales et (ii) un raccourcissement tectonique essentiellement accommodé dans la partie orientale (Howell et al., 2005; Irving, 1971). Tout comme les Andes Septentrionales, la géométrie de ce segment présente une forme arquée concave et se subdivise en trois parties ; i) au nord, les chaînons montagneux résultent d'une zone de subduction sub-horizontale impliquant la dorsale de la plaque Nazca (Espurt et al., 2007; Sébrier and Soler, 1991), ii) au centre, l'anticlinal bolivien est limité par le plateau de l'Altiplano-Puna (Capitanio et al., 2011; Eichelberger and McQuarrie, 2015; Isacks, 1988) et comprend une épaisseur crustale pouvant atteindre les 70 Km, puis iii) au sud, les Andes sont associées à une subduction horizontale de la ride Juan Fernández (Clouard et al., 2007; Von Huene et al., 1997; Yáñez et al., 2001). Le bassin de

Neuquén (en orange sur la Figure 78) se trouve dans la partie sud de cette zone. Son contexte géodynamique sera détaillé ultérieurement dans le [chapitre I partie 2 paragraphe II.B.](#)

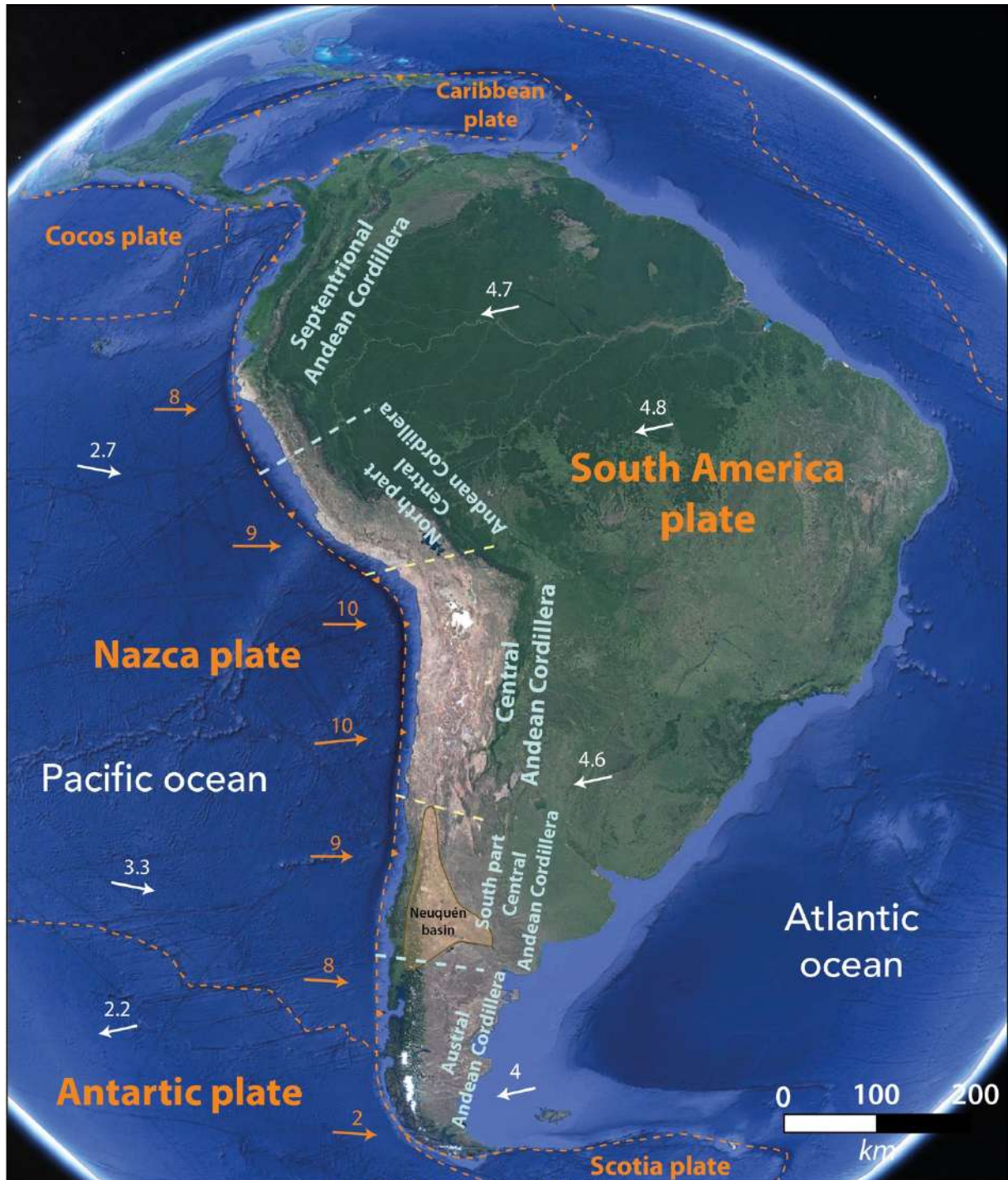


Figure 78 : Vue satellite Google Earth de l'Amérique du Sud et des plaques tectoniques adjacentes. Les trois principaux domaines andins sont séparés par des pointillés bleus. Les plaques tectoniques sont délimitées par des pointillés oranges. Les vitesses de convergence des plaques (en cm/an), marquées par les flèches oranges des plaques Amérique du Sud, Nazca et Antarctique, sont issues des données de Pardo Casas et Molnar (1987) et de Cobbold et Rossello (2003). Les vitesses absolues des plaques (en cm/an), marquées par des flèches blanches, d'après Gripp and Gordon (2002). Le bassin de Neuquén est matérialisé par la zone orange.

### 3. Les Andes australes

Les Andes australes résultent de la subduction de la plaque Nazca et Antarctique sous la plaque Amérique du Sud. Ces deux plaques interagissent entre elles, et initient la ride nord de la plaque Scotia ([Barker, 2001](#); [Ghiglione and Ramos, 2005](#); [Sigmarsson et al., 1998](#); [Stern and Kilian, 1996](#)). Le régime tectonique de cette partie est transpressif ([Lagabriele et al., 2009](#)). La morphologie de la chaîne est rectiligne et large de quelques 300 km avec des sommets atteignant les 5 000 m au nord de la zone.

## B. Évolution de la convergence des plaques

Depuis le Mésozoïque, l'orogénèse andine est contrôlée par i) la vitesse absolue des plaques, ii) le taux de convergence des différentes plaques sous la plaque Amérique du Sud et iii) leur obliquité dans la zone de collision ([Cobbold and Rossello, 2003](#); Pardo-Casas and Molnar, 1987a; Pardo-Casas and Molnar, 1987b; [Sdrolias and Müller, 2006](#)). L'évolution des vitesses de convergence du Crétacé à l'actuel a été estimée par l'analyse des anomalies magnétiques mesurées dans les roches du plancher océanique pacifique (Pardo-Casas and Molnar, 1987b; [Somoza, 1998](#)) (Figure 79).

De l'Albien au Campanien (113 Ma à 72 Ma), la vitesse de convergence était élevée (près de 10 cm/an). Cette période coïncide avec l'initiation de l'orogénèse andine initiant les premières déformations et les premiers reliefs, et correspond à la *phase tectonique Péruvienne*. Entre le Crétacé Supérieur et le Paléocène (72 Ma à 56 Ma), la direction de convergence est oblique par rapport à la fosse océanique (Figure 79A) et la vitesse de convergence diminue considérablement de l'ordre de 0,5 cm/an (Figure 79B). A partir de 49,5 Ma, et tout au long de l'Éocène moyen, la direction de convergence change radicalement et devient quasi perpendiculaire à la limite des plaques Farallon et Amérique du Sud. Ce changement de direction s'accompagne d'une forte accélération de la convergence de plus de 15 cm/an, coïncidant avec la *phase tectonique Incaïque* (Pardo-Casas and Molnar, 1987b)(Figure 79A & B) ([Jaillard and Soler, 1996](#); [Soler and Bonhomme, 1990](#); [Somoza, 1998](#)). A l'Oligocène (~30 Ma), la vitesse de convergence et l'obliquité des plaques diminuent (valeurs d'angles oscillant entre les 30° et 10°, Figure 79C) (Pardo-Casas and Molnar, 1987b; [Pilger Jr and Rex, 1981](#); [Somoza, 1998](#)).

Au cours du Néogène (23 Ma), la vitesse de convergence augmente de nouveau pour atteindre un pic d'environ 15 cm/an (Figure 79B). Cette accélération coïncide avec la *phase tectonique Quechua* de l'orogénèse andine (Pardo-Casas and Molnar, 1987b). Jusqu'à l'actuel, la vitesse de convergence a diminuée et reste constante (~10 cm/an) ([DeMets et al., 1990](#); [Klotz et al., 2001](#); [Norabuena et al., 1998](#)).



Les phases tectoniques corrélées aux périodes d'accélération de la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud s'observent sur le terrain aussi bien dans les Andes Centrales (Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997) que dans les Andes Australes (Cobbold and Rossello, 2003).

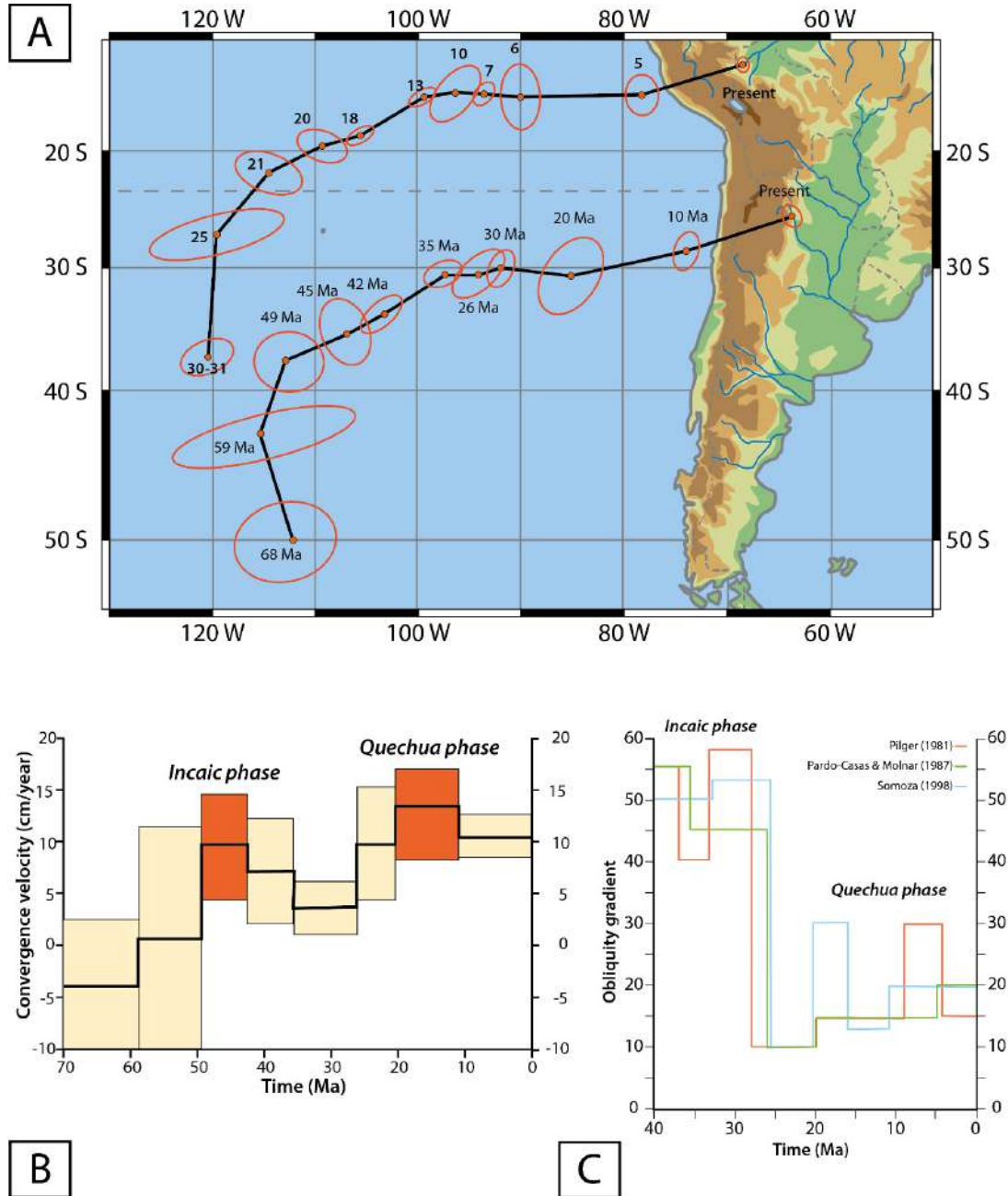


Figure 79: Évolution de la convergence des plaques Amérique du Sud et Farallon puis Nazca : A. Position de deux points sur la plaque Nazca, qui se sont formés au moment de l'anomalie magnétique 30-31 et y 68 Ma. Les anomalies magnétiques sont en gras et les ellipses rouges représentent l'incertitude de la position des points. Modifié d'après Pardo-Casas et Molnar (1987). B. Vitesse de convergence depuis le Crétacé supérieur à la latitude 40°S, modifié d'après Pardo-Casas & Molnar (1987). Les deux périodes d'accélération de la vitesse de convergence correspondent aux phases compressives Incaïques (Éocène inférieur-moyen) et Quechua (Miocène) C. Évolution du gradient d'obliquité des plaques depuis l'Éocène jusqu'à l'actuel. Les courbes correspondent à une synthèse des travaux de Pilger (1981), Pardo-Casas & Molnar (1987) et Somoza (1998).

## II. Le bassin de Neuquén

### A. Contexte morpho-structural

Au cours du cycle orogénique Andin (du Trias supérieur au Pliocène), une série de bassins sédimentaires, de type avant-arc, intra-arc et rétro-arc se sont développés en Argentine et au Chili. Situé à l'ouest de l'Argentine, le bassin sédimentaire mésozoïque de Neuquén s'étend de 66°W à plus de 71°W d'est en ouest, sur la bordure est de la cordillère des Andes, au niveau des Andes méridionales. Il couvre une superficie de plus de 120 000 km<sup>2</sup> et sa forme triangulaire est délimitée structurellement par deux blocs cratoniques : i) la chaîne Pampean-Sierra Pintada au nord-est et ii) le massif nord patagonien au sud-est. La ceinture orogénique marque la limite ouest du bassin (Hogg, 1993; Yrigoyen, 1991) (Figure 80).

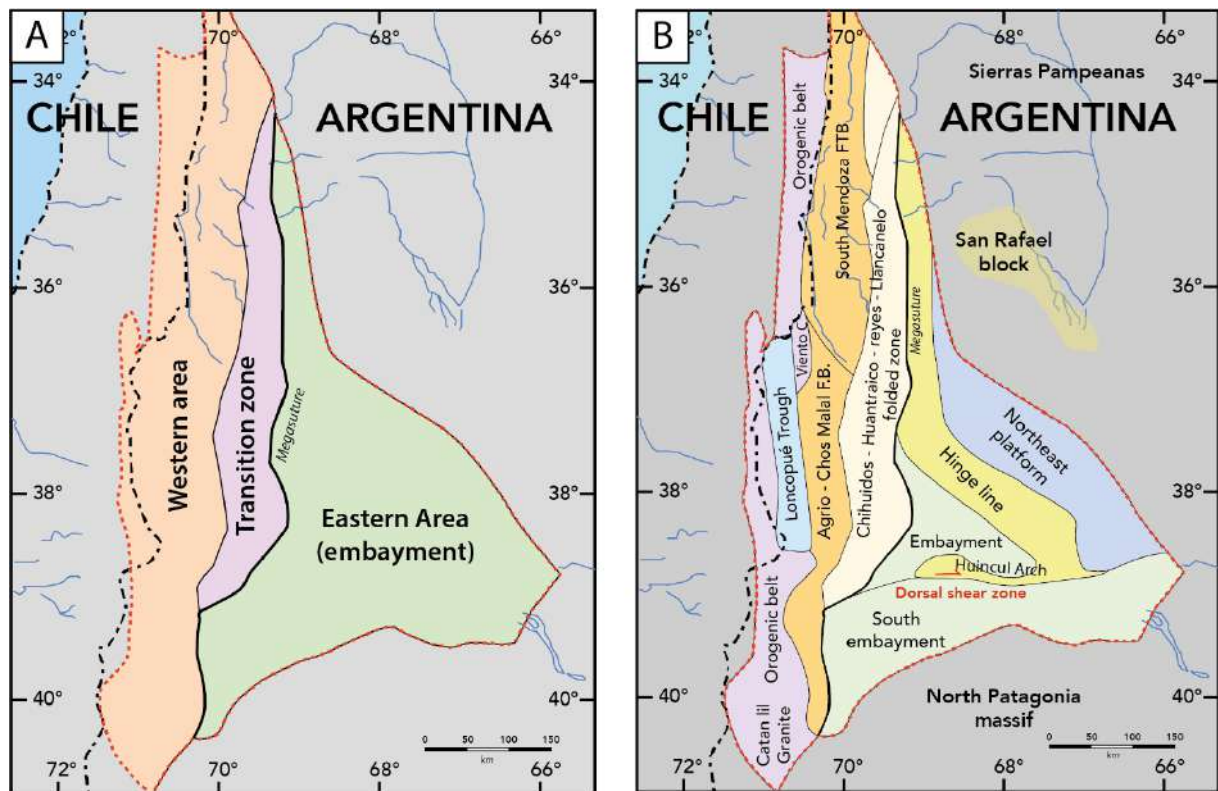


Figure 80: A. Zonations structurales du bassin de Neuquén. La zone ouest et la zone dite de transition sont fortement affectées par la tectonique compressive andine alors qu'un contexte tectonique avec une compression moins marquée l'emportent sur la zone est. La mégasuture (grand chevauchement) séparant l'embayment des zones déformées dans la cordillère est surlignée en gras. B. Carte des différentes provinces du bassin de Neuquén. Le dépocentre de l'embayment central est séparé de l'embayment sud par la dorsale cisailante de Huincul qui délimite la mégasuture. La ride de Hinge marque la flexure entre l'embayment et la plateforme nord-est. Modifié d'après Urien et Zambrano (1994).



Le bassin de Neuquén comprend un enregistrement sédimentaire de plus de 6 000 mètres d'épaisseur couvrant une période allant du Trias jusqu'au début du Cénozoïque (Leanza et al., 1973). La sédimentation d'abord continentale (volcano-clastique) évolue vers une sédimentation marine avec le développement d'un bassin d'arrière-arc à partir du Jurassique inférieur, puis redevient continentale au Crétacé supérieur avec la mise en place d'un bassin d'avant-pays (Howell et al., 2005). Le bassin est subdivisé en trois grandes zones (Figure 80A) : i) la « zone est », aussi appelée la région de l'embayment, où les séries du Mésozoïque demeurent peu déformée et n'affleurent pas, ii) la zone de transition au centre du bassin aussi appelées « ceintures plissées » et le ii) la partie ouest, connue sous le nom de Neuquén Andin. Chacune de ces zones est divisée en provinces (Figure 80B) qui sont affectées par la déformation de la tectonique andine (Tableau 1) (Urien and Zambrano, 1994).

Tableau 1 : Classification des zones morpho structurales du bassin de Neuquén affectées ou non par la déformation de la tectonique andine. FTB=Fold and Thrust Belt. Modifié d'après Urien et Zambrano (1994)

Major deformation by Andean tectonism		Minor deformation by Andean tectonism
Provinces in the Andean Neuquén province	Transition province	Embayment province
Orogenic belt	Chihuidos-Huantraico folded zone	Northeastern platform
Loncopué trough	Reyes-Llanquanelo folded zone	Hinge line
Cordillera de Viento		Embayment
Tromen-Payun volcanic uplift		Dorsal shear zone
Agrio-Chos Malal and South Mendoza FTB		Southern embayment

## 1. Le Neuquén Andin

Le Neuquén Andin se compose des provinces suivantes : le principal front orogénique aussi appelé la cordillère principale, la gouttière de Loncopué, la cordillère Del Viento et les différentes ceintures plissées de l'Agrio, Chos-Malal et de Mendoza sud. Ces provinces contiennent 6 km d'épaisseur de séries sédimentaires déformées depuis le Crétacé supérieur. Une partie de cette zone est recouverte par des sédiments clastiques, pyroclastiques et volcaniques datant du Mésozoïque et du Cénozoïque. L'essentiel des déformations compressives affectant les sédiments présentent des structures nord-sud.

### *a. La ceinture orogénique*

La ceinture orogénique est constituée des roches du socle et a permis leur mise à l’affleurement à l’ouest du bassin. Les structures les plus grandes dans le Neuquén Andin sont les grands chevauchements à vergence est et parallèles à la ceinture orogénique ([Vergani et al., 1995](#)). Les anticlinaux des séquences sédimentaires du Mésozoïque orientés nord-sud, ayant une longueur kilométrique à pluri kilométriques, sont recoupés par des chevauchements du Tertiaire ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Horton et al., 2016](#); [Urien and Zambrano, 1994](#)).

### *b. La gouttière de Loncopué et la Cordillère Del Viento*

Longue de 200 km et large de 30 km, la gouttière de Loncopué est associée à la dépression provoquée par les failles normales des hémigrabens du socle ([Ramos, 1978](#)), et localisée près de la frontière chilienne (Figure 80B). Le nord de cette zone est délimité par les hauts structuraux de la cordillère Del Viento composée de sédiments du Paléozoïque affleurant à la surface ([Leanza et al., 2005](#); [Llambías et al., 2007](#)). Cette zone a subi un flux thermique anormalement haut, conduisant la transformation des shales de Los Molles en anthracite ([Sagripanti et al., 2014](#)).

### *c. Les ceintures plissées*

Le bassin de Neuquén comporte différentes ceintures plissées du nord au sud, respectivement appelées les ceintures de Mendoza sud (comprenant Ramada, Aconcagua, Malargüe), la ceinture de Chos Malal et la ceinture de l’Agrio (Figure 80B) ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Ramos and Kay, 2006](#)). Ces ceintures regroupent d’importants anticlinaux d’orientation nord-sud, issus des déformations successives du Crétacé supérieur et du Tertiaire, notamment au nord du bassin ([Zapata and Folguera, 2005](#)). Ces ceintures ont permis la mise à l’affleurement d’épaisses séries du Mésozoïque et du Cénozoïque ([Folguera et al., 2015](#); [Valcarce et al., 2006](#); [Yagupsky et al., 2008](#)).

## **2. La zone de transition**

La zone de transition, aussi appelée zone plissée de Chihuidos-Huantraico-Reyes-Llancanelo, se situe entre le Neuquén Andin et l’embayment. Elle se compose des provinces de Chihuidos, Huantaico, Reyes et Llancanelo représentant des zones plissées délimitées à l’est par la mégasuture (Figure 80B). Son étendue est limitée à l’est par la mégasuture qui s’étend depuis les ceintures plissées de Mendoza, et par la dorsale cisailante au sud du bassin (Figure 80B) ([Urien and Zambrano, 1994](#)). Cette zone de transition se divise en trois segments ; i) l’avant pays de Llancanelo se compose d’une série d’anticlinaux recoupés par des

chevauchements, et ii) la partie centrale de Huantraico et Sierra de Reyes se compose de synclinaux abritant des champs pétroliers et miniers (Camacho, 1968; Chotin, 1969; Guzmán et al., 2011). Ces structures sont recouvertes partiellement par les dépôts volcaniques quaternaires du volcan du Payún (Germa et al., 2010; Hernando et al., 2012). iii) Le soulèvement de Chihuidos, situé au sud de la zone de transition, présente une succession d’anticlinaux et de synclinaux qui s’orientent du nord au sud sur plus de 60 kilomètres et sont affectés par des plis de dimension régionale (Rainoldi et al., 2014). De nombreux sills et dykes magmatiques intrudent cette zone et déforment les roches encaissantes du Mésozoïque et du Cénozoïque. Ils datent de trois principales périodes : Crétacé supérieur, Oligo-Miocène et Quaternaire Figure 81 (Franchini et al., 2007; Galland, 2004a; Llambías and Rapela, 1989; Sillitoe, 1977; Spacapan et al., 2016; Zamora Valcarce et al., 2006; Zanella et al., 2015b).

Authors	Ages (period)	Age (Ma)	Location
Llambias & Rapela (1989)	Middle Eocene	48.4	Cerro Diablo
Llambias & Rapela (1989)	Middle Eocene	44.8	Cerro Caycallén
Sillitoe 1977	Campanian to Maastrichtian	74.2	Campana Mahuida
Franchini et al. 2007	Palaeocene	61	El Sillero Formation
Zamora Valcarce et al. (2006)	Albian	101.99	Mulichinco area
Rodrigues et al., (2009)	Maastrichtian to Palaeocene	72 to 62	Mulichinco & Puerta Curaco areas
Rodrigues et al., (2009)	early Miocene	21 to 19	Mulichinco & Puerta Curaco areas
Zanella et al., (2015)	Miocene	10.3 to 14.2	Malargue Fold and Thrust Belt
Zanella et al., (2015)	Quaternary	0.75 to 0.20	Malargue Fold and Thrust Belt
Zanella et al., (2015)	Miocene	14.6 to 9.4	La Valenciana Syncline
Zanella et al., (2015)	Quaternary	0.18 to 0.17	La Valenciana Syncline
Spacapan et al., (2018)	Oligocene to Miocene	33.9 to 15.97	Rio Grande valley
Spacapan et al., (2018)	Upper Miocene	13.82 to 5.33	Rio Grande valley

Figure 81 : Tableau de synthèse bibliographique des différentes corps magmatiques ayant intrudés les formations du Cénozoïque et du Mésozoïque du bassin de Neuquén.

### 3. La région de l’embayment

Cette zone inclus les provinces de l’embayment, de la ligne de Hinge, l’arche de Huincul au sud-ouest et la plateforme nord-est (Figure 80 B). Elles se situent toutes les quatre entre la mégasuture et l’extrémité nord-est du bassin délimitée par le bloc de San Rafael (Figure 80B). L’embayment sud se situe au sud de l’arche de Huincul et est délimité au nord par la dorsale cisailante (arche de Huincul) et au sud par le massif nord-patagonien. L’ensemble de cette zone est peu déformé par la tectonique andine à la différence du reste du bassin de Neuquén (Tableau 1).

*a. La plateforme nord-est*

La plateforme nord-est s'étend sur 100 km de long et s'arrête au niveau du bloc de San Rafaël (Figure 80B). La majeure partie de sa surface est recouverte par des basaltes du Cénozoïque qui généralement masquent la limite est du bassin de Neuquén ([Legarreta and Villar, 2015](#); [Urien and Zambrano, 1994](#)).

*b. L'embayment*

L'embayment est localisé entre la ligne de Hinge et la dorsale cisailante. Elle est constituée d'un empilement sédimentaire atteignant un maximum de 7 km d'épaisseur dans l'axe nord-sud du bassin. Parallèlement, se trouvent de profonds anticlinaux contenant les plus grosses réserves pétrolières et gazières identifiées du bassin, comme Aguada San Roque, Loma de la Lata / Lindero Atravesado et Centonario-Rio Neuquén / Campo Grande ([Hogg, 1993](#); [Williams et al., 2014](#)). Au sud de cet axe, les structures tectoniques sont parallèles à subparallèles à la dorsale cisailante. Les principales structures se composent de failles normales reprises en inverse et ayant un pendage vers le nord ([Mosquera et al., 2006](#)). Ces failles ont permis la mise en place de séries antithétiques des blocs du socle ayant induit l'inversion de la couverture sédimentaire où se trouvent les actuels champs pétroliers ([Uliana and Legarreta, 1993](#)).

*c. La dorsale cisailante*

Cette dorsale initialement interprétée comme un complexe de horsts et de grabens ([Digregorio, 1972](#); [Ramos, 1978](#)) fut ré-interprétée quelques années plus tard par une zone de faille à décrochement dextre ([Orchuela et al., 1981](#)). Cette zone de cisaillement, qui s'étend sur plus de 300 km, présente des failles normales avec des rejets de plusieurs centaines de mètres ([Digregorio, 1972](#)). Des anticlinaux faillés en échelon sont alignés des deux côtés de la dorsale avec une orientation principalement est-ouest.

*d. L'embayment sud*

L'embayment sud se compose d'anticlinaux replissés deversés vers le sud-ouest et étant en lien avec les failles normales du socle. Certaines de ces structures contiennent des accumulations d'huile et de gaz. Le long de sa limite ouest, le déplacement induit par la dorsale cisailante a décalé la limite de la zone des Andes de Neuquén vers la zone de transition (Figure 80A) ([Urien and Zambrano, 1994](#)).

*e. La ligne de Hinge*

La ligne de Hinge est une zone flexurale contrôlée par des failles normales du socle ayant un pendage vers le nord-ouest. Elle sépare l’embayment de la plateforme nord-est. Dans cette zone, les anticlinaux sont aussi contrôlés par le socle du bassin. La plupart des champs pétrolier de la zone de l’embayment se trouve dans cette zone ([Hogg, 1993](#); [Lazo, 2006](#)). La ligne de Hinge comprend, dans sa partie sud, l’arche de Huincul qui fait partie des plus importantes structures du bassin de Neuquén. Ce haut structural se matérialise par des anticlinaux de 280 km de long et d’orientation est-ouest. Ils se sont formés lors d’un contexte compressif / transpressif du Toarcien inférieur au Crétacé supérieur provoquant le rejeu en inverse des failles normales des hémigrabens du Trias ([Mosquera et al., 2006](#); [Mosquera et al., 2011](#); [Pángaro et al., 2006](#)). Les failles inverses et transpressives sont orientées en est-ouest. Des paléomigrations d’hydrocarbures ont pu être observées dans cette partie du bassin ([Rainoldi et al., 2015](#)).

#### **4. Contexte sédimentaire**

Différents événements compressifs, ayant eu lieux au Crétacé moyen-supérieur et au Miocène inférieur, ont induit des déformations dans le socle et la couverture. Ces déformations ont initié la mise en place de la cordillère principale et des différentes ceintures plissées, d’orientation nord-sud, qui se répartissent géographiquement du nord au sud respectivement par la Ramada, Aconcagua, Malargüe, Chos-Malal puis Agrio ([Cobbald and Rossello, 2003](#); [Giambiagi et al., 2008](#); [Kay et al., 2006](#); [Ramos and Kay, 1991](#); [Ramos and Kay, 2006](#); [Silvestro et al., 2005](#)). Cette série de plis a permis l’exhumation et la mise à l’affleurement, dans la zone du Neuquén Andin et la zone de transition, des séries du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur (Figure 82) ([Ramos and Folguera, 2005](#); [Ramos and Kay, 2006](#)). L’embayment présente principalement à l’affleurement des séries sédimentaires du Crétacé supérieur. Les contextes géodynamiques et stratigraphiques des différentes formations sédimentaires du bassin de Neuquén sont détaillés dans les paragraphes ci-dessous.



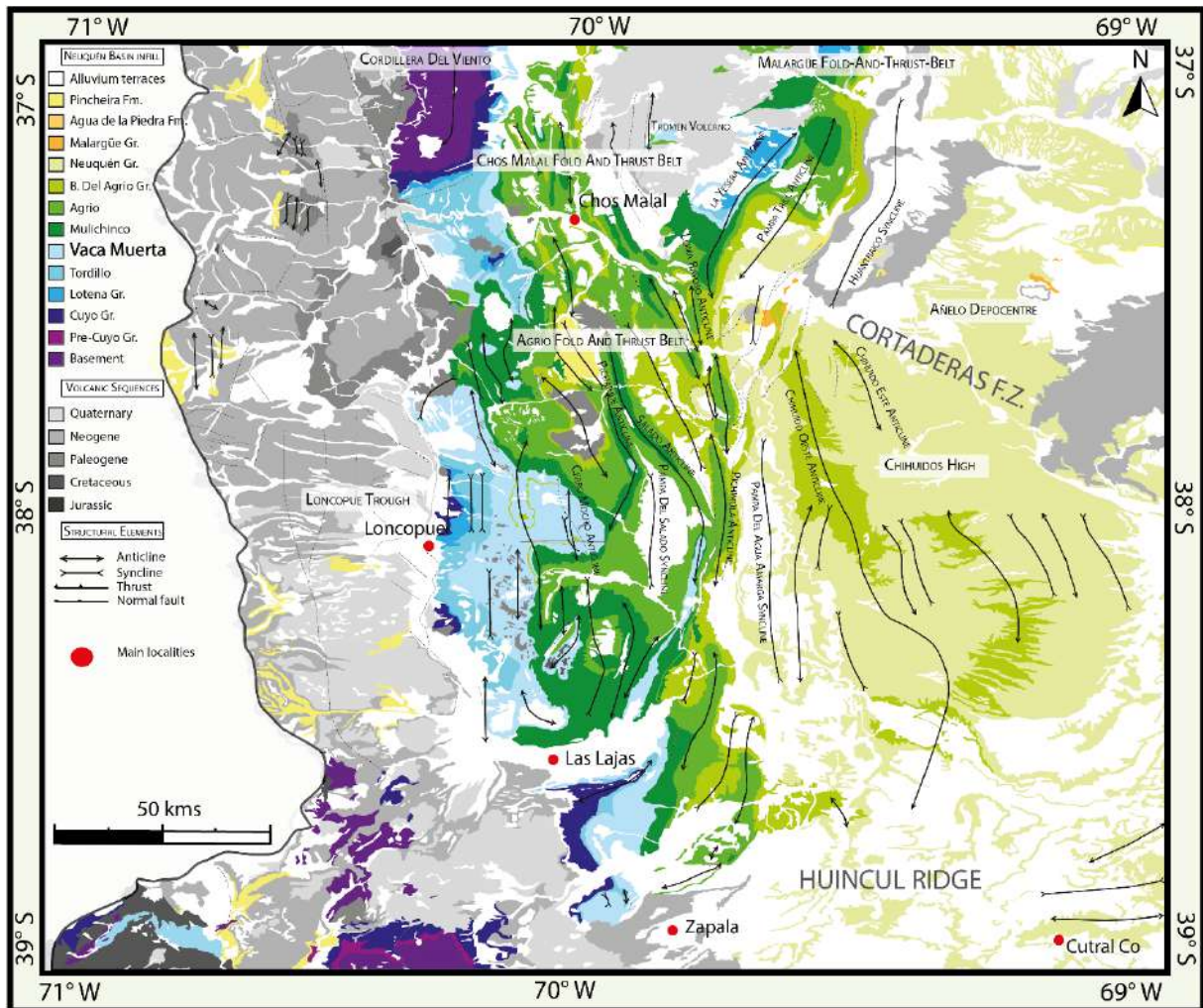


Figure 82 : Carte géologique de la partie sud du bassin de Neuquén. Modifiée d'après Matthieu Branellec, rapport interne, Total.



## B. Contexte tectono-sédimentaire du bassin de Neuquén

### 1. Introduction

#### a. Aperçu géodynamique

Actuellement, le bassin de Neuquén se situe dans un contexte de bassin d'avant-pays continental et est principalement rempli de sédiments marins déposés du Trias jusqu'au Cénozoïque ([Howell et al., 2005](#)). Le bassin de Neuquén présente une épaisseur sédimentaire variant de 6 000 mètres le long du front chevauchant à moins de 1 000 mètres aux extrémités de l'embaïement ([Hogg, 1993](#); [Legarreta and Uliana, 1996a](#)). Le bassin s'est formé en quatre étapes géodynamiques résumées dans la Figure 83 :

- 1) **L'accrétion** : Au Paléozoïque, le régime tectonique se caractérise par un épaissement crustal, lié à l'accrétion de terrains le long de la marge occidentale du continent Gondwanien.
- 2) **La phase syn-rift** : La phase de syn-rift s'est déroulée entre la fin du Trias et le début du Jurassique. À cette époque, un système de failles transformantes était actif sur la marge est de l'actuelle zone sud-américaine. Ces failles marquent un régime extensif à l'intérieur du bassin et, via l'effondrement de l'orogène du Gondwana, ont créé une série d'hémigrabens étroits remplis de matériaux clastiques et volcaniques. Au Jurassique inférieur, la croissance des failles normales et la subsidence régionale ont permis la mise en place d'un environnement de dépôt lacustre à marin peu profond ([Franzese and Spalletti, 2001](#); [Howell et al., 2005](#); [Manceda and Figueroa, 1995](#); [Vergani et al., 1995](#)).
- 3) **La phase post-rift** : A partir du Pliensbachien/Toarcien, la phase de subsidence thermique post-rift (sag) commence ([Manceda and Figueroa, 1995](#)). La subduction de la plaque Farallon sous la marge ouest de la plaque sud-américaine engendre l'arc magmatique andin, entraînant la subsidence du bassin d'arrière arc ([Sepúlveda et al., 2015](#)). La subsidence, les changements eustatiques du niveau marin et les exhumations localisées ont induit une expansion du domaine marin dans le bassin de Neuquén. Au cours de cette phase, plus de 4 000 mètres de sédiments marins et continentaux ont été déposés dans une série de cycles transgressifs et régressifs ([Howell et al., 2005](#)).

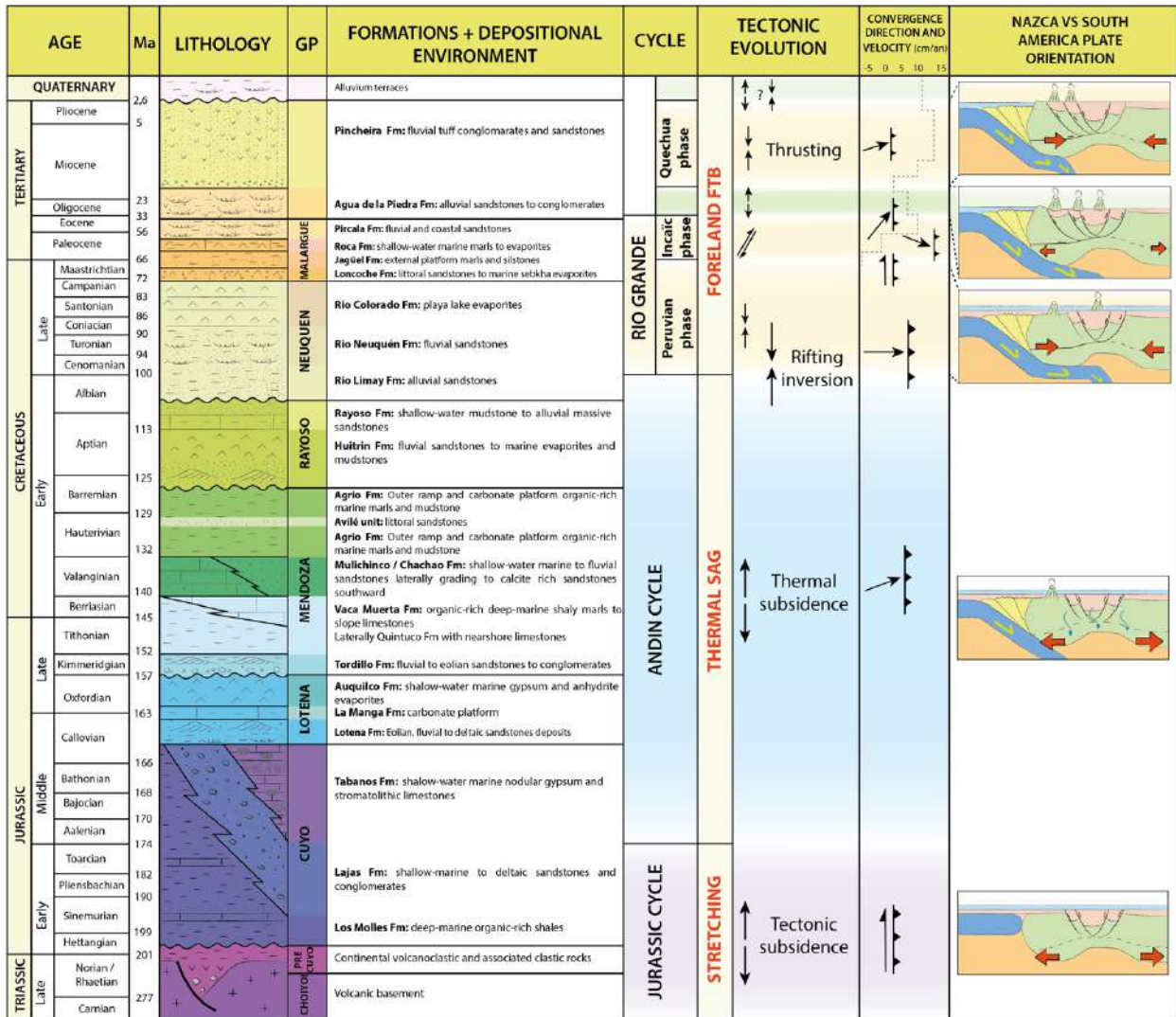


Figure 83 : Compilation des données tectono-sédimentaires du bassin de Neuquén. Colonne stratigraphique du Bassin de Neuquén (Mancada and Figueroa, 1995) et charte tectonique montrant la succession des grands événements tectoniques mésozoïques (Backé, 2006; Cobbold and Rossello, 2003) et cénozoïques des Andes ainsi que l'évolution de la direction de la convergence entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud (Backé, 2006; Cobbold and Castro, 1999; Cobbold and Rossello, 2003; Folquera et al., 2006; Franzese and Spalletti, 2001; Jordan et al., 2001; Pardo-Casas and Molnar, 1987b; Ramos, 1976; Ramos and Folquera, 2005; Ramos and Kay, 2006; Somoza, 1998; Somoza, 2005).

- 4) **La phase d'avant-pays** : La phase rétro-arc du bassin d'avant pays s'est produite du Crétacé supérieur au Cénozoïque. La zone de subduction est passée à un angle d'inclinaison plus faible (de 60° à 20°), ce qui a entraîné la fermeture du bassin ainsi que son soulèvement avec l'inversion partielle des structures extensives (Cobbold and Rossello, 2003; Vergani et al., 1995). En d'autres termes, le régime tectonique devient compressif. Trois phases tectoniques majeures ont été enregistrées au cours de cette période (Cobbold and Rossello, 2003): i) la phase Péruvienne (Crétacé Supérieur), qui correspond aux premières phases d'inversion des structures extensives, ii) la phase Incaïque (Paléogène) associée à une déformation transpressive dextre dans les parties nord du bassin et iii) la phase Quechua

(Néogène) correspondant aux dernières déformations. Cette dernière phase se traduit par un raccourcissement quasiment parallèle à la direction de convergence, avec une composante décrochante dextre. A partir du Miocène, peu de sédiments de cette époque ont été conservés dû à une importante exhumation et érosion.

### *b. Aperçu stratigraphique*

Les trois principales phases tectoniques précédemment décrites délimitent trois unités stratigraphiques : i) le rifting a permis la mise en place du cycle de **Pré-Cuyo** (Trias terminal – Héttangien inférieur) qui s'est déposé sur le groupe de **Choiyoi** (Permien – Trias), ii) la longue période de subsidence thermique a permis les dépôts des groupes de **Cuyo** (Héttangien inférieur – Callovien inférieur), **Lotena** (Callovien inférieur – Oxfordien), **Mendoza** (Kimmeridgien – Barrémien inférieur) et **Baja del Agrio** (Barrémien supérieur – Albien inférieur), et iii) le contexte de bassin d'avant-pays a permis les dépôts des groupes de **Neuquén** (Albien supérieur – Campanien) et **Malargüe** (Maastrichtien – Éocène).

Du Trias au Crétacé supérieur le bassin enregistre des dépôts silicoclastiques, carbonatés et évaporitiques qui évoluent en fonction des transgressions marines et des régressions subséquentes. L'interférence des sédiments marins et continentaux dans le bassin se caractérise par des changements latéraux de faciès et des variations d'épaisseur. Les dépôts marins du Jurassique présentent une succession variée d'enregistrements biostratigraphiques des faunes ammonoïdes, brachiopodes, bivalves et microfossiles, considérées comme l'un des enregistrements les plus continus et complets au monde ([Veiga, 2005](#)). La succession post-rift s'est déposée au cours de trois grands cycles transgressifs-régressifs : Toarcien-Bathonien moyen à supérieur représenté par le groupe de Cuyo, le Callovien-Oxfordien représenté par le groupe de Lotena, et le Kimmeridgien-Albien représenté par les groupes de Mendoza et de Rayoso. Les dépôts continentaux du groupe Neuquén du Crétacé supérieur (Cénomaniens-Campanien) dominent la section.

La Figure 83 synthétise l'évolution stratigraphique et tectono-sédimentaire du bassin de Neuquén ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Franzese and Spalletti, 2001](#); [Kay, 2002](#); [Maceda and Figueroa, 1995](#); [Ramos and Folguera, 2005](#); [Ramos and Kay, 2006](#); [Vergani et al., 1995](#)). La partie qui suit détaille l'évolution géodynamique et stratigraphique du bassin de Neuquén.

## **2. L'accrétion du Gondwana (Précambrien-Permien)**

La marge occidentale du super-continent Gondwana s'est formée par une succession de phases tectoniques compressives au Précambrien et au Paléozoïque ([Charrier et al., 2007](#); [Mpodozis and Kay, 1992](#); [Ramos et al., 2000](#); [Toselli et al., 1985](#); [Von Gosen, 1998](#)). Ces terrains

sont délimités par de grandes sutures (Figure 84). Ces sutures ont structuré l'architecture primaire de la marge occidentale actuelle de la plaque Amérique du Sud. Elles ont de ce fait, joué un rôle dans la localisation de la déformation, durant les épisodes compressifs induisant le soulèvement du bassin (Ramos, 1999). Au Protérozoïque et au Paléozoïque, de grands chevauchements de plus de 600 km de long et d'orientation NNW-SSE à NNE-SSW ont affecté la croûte du super continent. Ils sont observables dans la zone de la Cordillère Andine centrale sud et dans la zone de la Cordillère Andine australe (Figure 84) (Bahlburg and Hervé, 1997; Chernicoff and Zappettini, 2004; Cominguez and Ramos, 1991; Ramos, 1996; Ramos, 1981; Snyder et al., 1990; Zapata and Allmendinger, 1996). Ces cratons allochtones et autochtones, principalement composés de granitoïdes, migmatites, amphibolites et rhyolites, constituent le socle des Andes. Les sédiments du Précambrien et de l'Ordovicien s'y sont déposés dans diverses bassins sédimentaires (Kraemer and Zulliger, 1994; Ramos et al., 1998; Stappenbeck, 1913). Ces bassins enregistrent des dépôts continentaux, marins et d'importants épisodes de glaciations (Azcuy et al., 1999).



Figure 84 : Carte des discontinuités des cratons accrétés au cours du Protérozoïque et du Paléozoïque dans les Andes Centrales et Australes. Modifié d'après une compilation de données de Ramos (1981), Kraemer et al. (1994), Ramos (1996), Bahlburg & Hervé (1997) et Chernicoff et al. (2004). Le bassin de Neuquén est localisé en mauve.

### 3. Extension pré-rift (Permien-Trias)

#### a. Le groupe de Choiyoi

Les différentes phases d'accrétion sont suivies d'une importante phase d'extension intracontinentale, associée à un régime tectonique décrochant parallèle à la marge occidentale entre le Permien supérieur et le Jurassique inférieur (Figure 83) ([Franzese and Spalletti, 2001](#)). Cela se traduit par une intense activité magmatique et l'ouverture d'hémigrabens en échelons de direction NW-SE qui délimitent des dépo-centres isolés ([Kay et al., 1989](#); [Llambias et al., 1993](#)). Le socle du bassin de Neuquén est composé de roches métamorphiques et ignées, liées à l'évolution de l'orogénèse andine du Paléozoïque supérieur. Il comprend entre autres, l'unité Piedra Santa composée de faciès de schistes verts (P-T faible à intermédiaire) formés pendant la période carbonifère, ([Franzese, 1995](#)) et le complexe plutonique de Chachil ([Leanza, 1990](#)) qui contient une série de plutons calco-alcalins, allant des gabbros aux granitoïdes pegmatitiques, envahissant le Complexe Piedra Santa. Ces roches constituées de brèches et de coulées volcaniques, de tufs et d'andésites, représentent les plus anciennes unités du Permien et du Trias appelées **groupe de Choiyoi** (Figure 83) et constituent les premiers dépôts sédimentaires du bassin de Neuquén ([Charrier et al., 1979](#); [Franzese et al., 2006](#); [Kokogian et al., 2001](#); [Spalletti et al., 2001](#)). Localement, le long de l'arche de Huincul, le groupe Choiyoi a été exhumé et érodé au cours de l'extension du Trias inférieur, avant le début du remplissage sédimentaire du bassin de Neuquén.

### 4. Le cycle Jurassique (Trias-Jurassique inférieur) : la phase syn-rift

#### b. Le groupe de Pré-Cuyo

De la fin du Permien jusqu'au Trias, l'effondrement de la chaîne paléozoïque du Gondwana s'accompagne d'un régime tectonique décrochant, subparallèle à la marge continentale occidentale, accompagné d'une extension intraplaque formant une nouvelle génération d'hémigrabens ([Franzese and Spalletti, 2001](#); [Uliana and Biddle, 1988](#); [Vergani et al., 1995](#)). Ces hémigrabens sont de direction NW-SE et délimitent des dépo-centres isolés (Figure 85). Ces derniers sont remplis par un matériel volcanoclastique qui s'intercalent avec des dépôts continentaux à marins peu profonds, correspondant au groupe de Pré-Cuyo ([Charrier et al., 1979](#); [Franzese et al., 2006](#); [Kokogian et al., 2001](#); [Spalletti et al., 2001](#)).





Figure 85 : Répartition des dépocentres localisés du groupe de Pré-Cuyo dans le bassin de Neuquén délimité en pointillés rouges. Modifié d'après Franzese & Spalletti (2001) et Franzese et al. (2006).

## 5. Le cycle Andin (Jurassique moyen-Crétacé inférieur) : la phase post-rift

### a. Contexte géodynamique

Au Jurassique inférieur, un nouvel épisode extensif est induit par une phase de subsidence thermique post-rift, accompagnée d'une extension d'arrière arc générée par la subduction oblique de la plaque Farallon sous la plaque Amérique du Sud (Forsythe, 1982; Franzese et al., 2003; Jaillard et al., 1990; Ramos, 1976) (Figure 79 ; Figure 86 A). La subduction permet la mise en place de l'arc volcanique Andin, permettant la connexion du bassin avec le proto océan Pacifique (Figure 86 B) (Macdonald et al., 2003; Spalletti et al., 2000; Vergani et al., 1995). Ce contexte extensif réactive les failles normales des hémigrabens de la période syn-rift et provoque le dépôt de séries sédimentaires en éventail (Figure 86 C). Ces dépôts post-rift viennent mettre en connexion les bassins isolés des hémigrabens à partir du Pliensbachien et atteignent plus de 4 000 mètres d'épaisseur au niveau des dépocentres. Plusieurs cycles sédimentaires enregistrent des dépôts de différentes unités lithostratigraphiques marines et continentales (Figure 86 B et Figure 86 C) (groupes de Cuyo, Lotena et Mendoza, Figure 83) (Legarreta et al., 1993; Legarreta and Uliana, 1996a; Schwarz et al., 2006; Veiga et al., 2002b; Vergani et al., 1995). Ces séries sont contrôlées par les effets



combinés du taux de subsidence, des variations du niveau marin ainsi que par des exhumations locales (Howell et al., 2005).

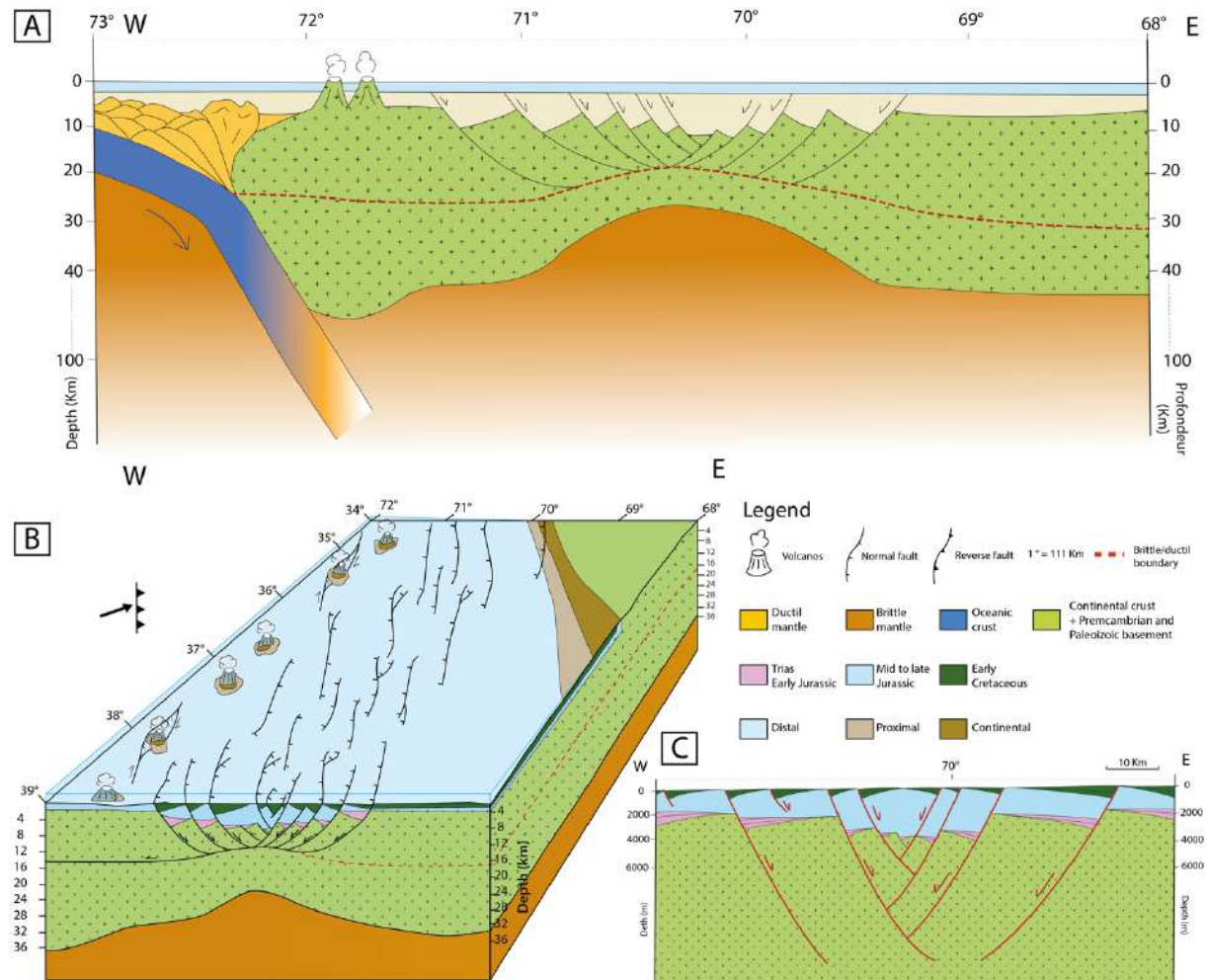


Figure 86 : Illustration du contexte géodynamique et sédimentaire au cours du cycle Andin au Crétacé inférieur A. Schéma régional de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Amérique du Sud avec la subsidence thermique de la croûte continentale entraînant la réactivation des failles normales d'hémigrabens (d'après les travaux de Ramos et Folguera, (2005) et Ramos et Kay, (2006)) B. Bloc 3D illustrant la position de l'arc volcanique, les failles normales d'orientation NNW-SSE ainsi que les environnements de dépôts sédimentaires principalement marins. La flèche noire indique l'obliquité du panneau plongeant C. Zoom sur la morphologie en éventail des dépôts sédimentaires contrôlés par les failles normales.

## b. Stratigraphie

### • Le groupe de Cuyo

Le groupe de Cuyo s'est déposé du Pliensbachien au Callovien moyen et représente le premier grand cycle de transgression marine. Des conditions marines se sont d'abord mises en place dans la majeure partie centrale-ouest du bassin. Puis, elles se sont étendues vers l'est (Rosenfeld and Volkheimer, 1980; Vicente, 2005) caractérisées par des environnements de

bassin profond, peu profond et deltaïque, permettant la connexion sédimentaire entre les différents dépo-centres du groupe de Pré-Cuyo ([Legarreta and Gulisano, 1989](#)). Dans l'ordre chronologique ce groupe comprend les formations suivantes :

- La formation de **Los Molles** est caractérisée par des argiles noires massives riches en matières organiques (Figure 87A). De minces grès turbiditiques, avec des séquences de Bouma, y sont interstratifiés (Figure 87B) ([Bell and Suarez, 1995](#); [Burgess et al., 2000](#); [Hinterwimmer and Jauregui, 1984](#)). La formation recouvre de façon discordante les roches du socle, et atteint des épaisseurs maximales de 1 200 mètres dans la partie ouest du bassin.

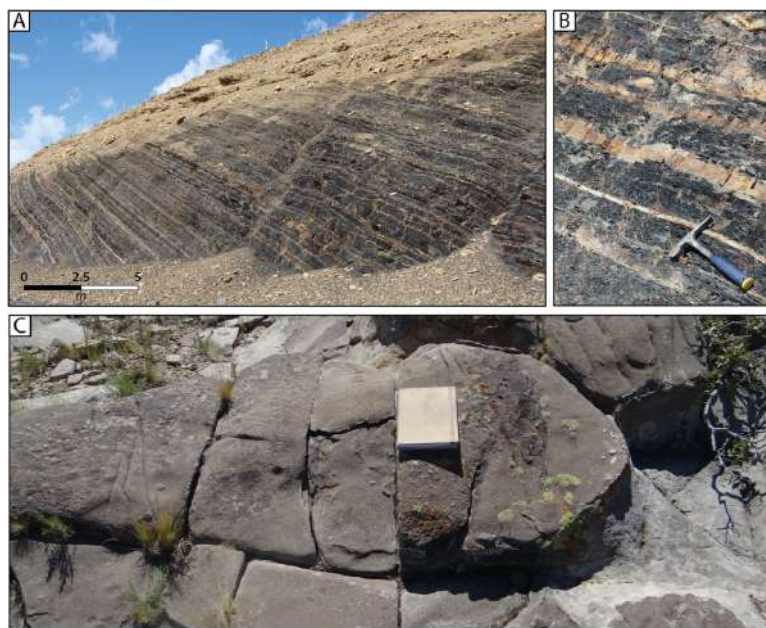


Figure 87 : Séries sédimentaires du groupe de Cuyo A. Formation de Los Molles B. Minces grès turbiditiques interstratifiés avec les argiles noires de la formation de Los Molles. C. Chenaux à grès argileux de la formation de Lajas.

- La Formation de **Lajas** représente la première unité progradante après l'étape d'ennoiement initiale du bassin ([Martínez, 2002](#)). Elle est composée de conglomérats et de grès argileux s'étant accumulés dans différents milieux de dépôts deltaïques et marins peu profonds (Figure 87C) ([Gugliotta et al., 2015](#); [McIlroy et al., 2005](#); [Rossi and Steel, 2016](#)).
- Le groupe de Cuyo se finit par des dépôts alluviaux rouges à grains fins de la **Formation de Challaco** ([Martínez et al., 2005](#); [Paim et al., 2008](#)), et des évaporites stratifiées en alternance avec des argiles d'eaux saumâtres de la **Formation de Tabanos** ([Forte et al., 2005](#); [Zavala, 1996](#)). A l'est, Los Molles et Lajas sont remplacés par des grès fluviaux et alluviaux de la **Formation de Punta Rosada** ([Hogg, 1993](#); [Legarreta and Uliana, 1996a](#); [Naidés, 2010](#)).

- Le groupe Lotena

Le Groupe Lotena repose sur le groupe Cuyo et se compose de trois formations cumulant jusqu'à 650 mètres de sédiments du Callovien moyen à l'Oxfordien.

- Les grès conglomératiques caractérisant des environnements de dépôts éoliens et fluviaux de **la formation Lotena**, représentent des régressions mineures associées à l'afflux de clastes grossiers de l'arche de Huincul, qui s'élevaient à l'époque callovienne ([Arcuri and Zavala, 2008](#); [Riding et al., 2011](#)).

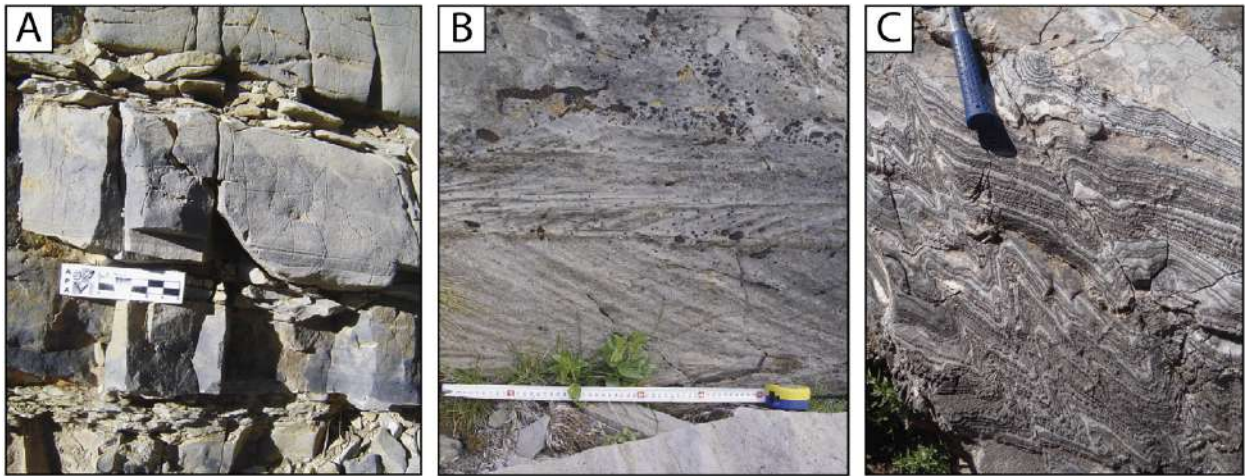


Figure 88 : Séries sédimentaires du groupe de Lotena A. Facies de mudstone et wackestone interstratifiés dans des marnes de la formation de la Manga, ([Palma et al., 2013](#)) B. Stratifications bidirectionnelles de facies subtidales de la formation de la Manga, ([Palma et al., 2013](#)) C. Alternances de gypse et micrite pélagique de la formation de l'Auquilco dans le secteur de Puerta Curaco.

- **La formation de La Manga** s'est mise en place du Callovien supérieur à l'Oxfordien. Elle se situe dans la partie ouest du bassin et est associée à des milieux de dépôts de plate-forme carbonatée micritique (Figure 88A), de pente et de chenaux tidaux (Figure 88B) ([Bressan and Palma, 2010](#); [Forte and Palma, 2002](#); [Legarreta and Uliana, 1999](#); [Palma et al., 2009](#); [Palma et al., 2013](#); [Palma et al., 2007](#)).
- **La formation de l'Auquilco** vient sceller le groupe de Lotena par des facies évaporitiques. Au cours de l'Oxfordien, les conditions marines se sont restreintes, localisant de grandes zones d'assèchement dans le centre du bassin. Ces évaporites composées de gypse et d'anhydrite s'y sont déposées sur une épaisseur pouvant atteindre 300 mètres ([Legarreta and Uliana, 1996b](#); [Legarreta and Uliana, 1999](#); [Palma et al., 2012](#))



- **Le groupe Mendoza**

Le groupe Mendoza comprend l'enregistrement sédimentaire du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur inclus. Il se compose d'un cycle sédimentaire développé au cours d'un nouvel épisode transgressif au cours duquel une épaisse série de carbonates, de shales et de grès se sont accumulés ([Howell et al., 2005](#); [Vergani et al., 1995](#)).

- **La Formation Tordillo** constitue la base du groupe avec un âge Kimméridgien-Tithonien. Elle repose sur le groupe Lotena via une discordance angulaire due à une régression impliquant la continentalisation du bassin. Elle enregistre principalement des conglomérats et des grès qui matérialisent des environnements de dépôts de systèmes fluviaux éphémères, incluant (i) quelques facies lacustres dans les parties nord du bassin, (ii) des dépôts alluviaux et fluviaux proximaux dans la partie centrale, et (iii) des dépôts éphémères fluviaux à éoliens dans le sud (Figure 89A) ([López-Gómez et al., 2009](#); [Zavala et al., 2005](#)). De façon plus anecdotique, quelques shales et dépôts volcaniques peuvent y être observés ([Spalletti et al., 2008](#)). La formation affleure dans la zone du dépo-centre nord-ouest, alors que dans le sous-sol de l'embaïment de Neuquén, les roches du dépo-centre sont connues sous le nom de **Sierras Blancas** et de **la formation Catriel** ([Sepúlveda et al., 2015](#)). L'épaisseur de l'unité varie de 90 m sur le bord du haut structural de Los Chihuidos à près de 900 m dans la partie centrale du bassin.

**La Formation de Vaca Muerta** est datée du Tithonien au Valanginien. Elle se forme dans un contexte transgressif de bassin d'arrière-arc, avec des conditions anoxiques d'environnement marin profond. La formation se compose principalement d'argiles noires riches en matières organiques interstratifiées avec des bancs calcaires. Son épaisseur varie de 100 à près de 1 200 mètres (Figure 89B) ([Kietzmann et al., 2008](#); [Leanza et al., 2011](#); [Volkheimer and Quattrocchio, 1975](#)). De manière plus anecdotique, des nodules de calcite et des cendres volcaniques sont présents sur l'ensemble de la formation ([Capelli et al., 2018](#); [Kietzmann et al., 2014a](#); [Kietzmann et al., 2016](#)). Au sud, la formation passe latéralement à des dépôts de rampe mixte de **la formation de Picùn Leufù**.

- **La Formation Quintuco** constitue l'équivalent latéral de la Vaca Muerta. Elle présente des dépôts carbonatés progradants d'une épaisseur d'environ 600 mètres et se compose de quantités variables de calcaires et de dolomites, intercalés avec des niveaux d'anhydrite et volcanoclastiques (Figure 89C) ([Carozzi et al., 1993](#); [Hurley et al., 1995](#); [Kietzmann et al., 2016](#)). Les environnements de dépôt vont de la pente supérieure à la plateforme carbonatée externe ([Mitchum Jr and Uliana, 1987](#)). La formation enregistre une phase régressive au cours du Bériasien. Les carbonates de

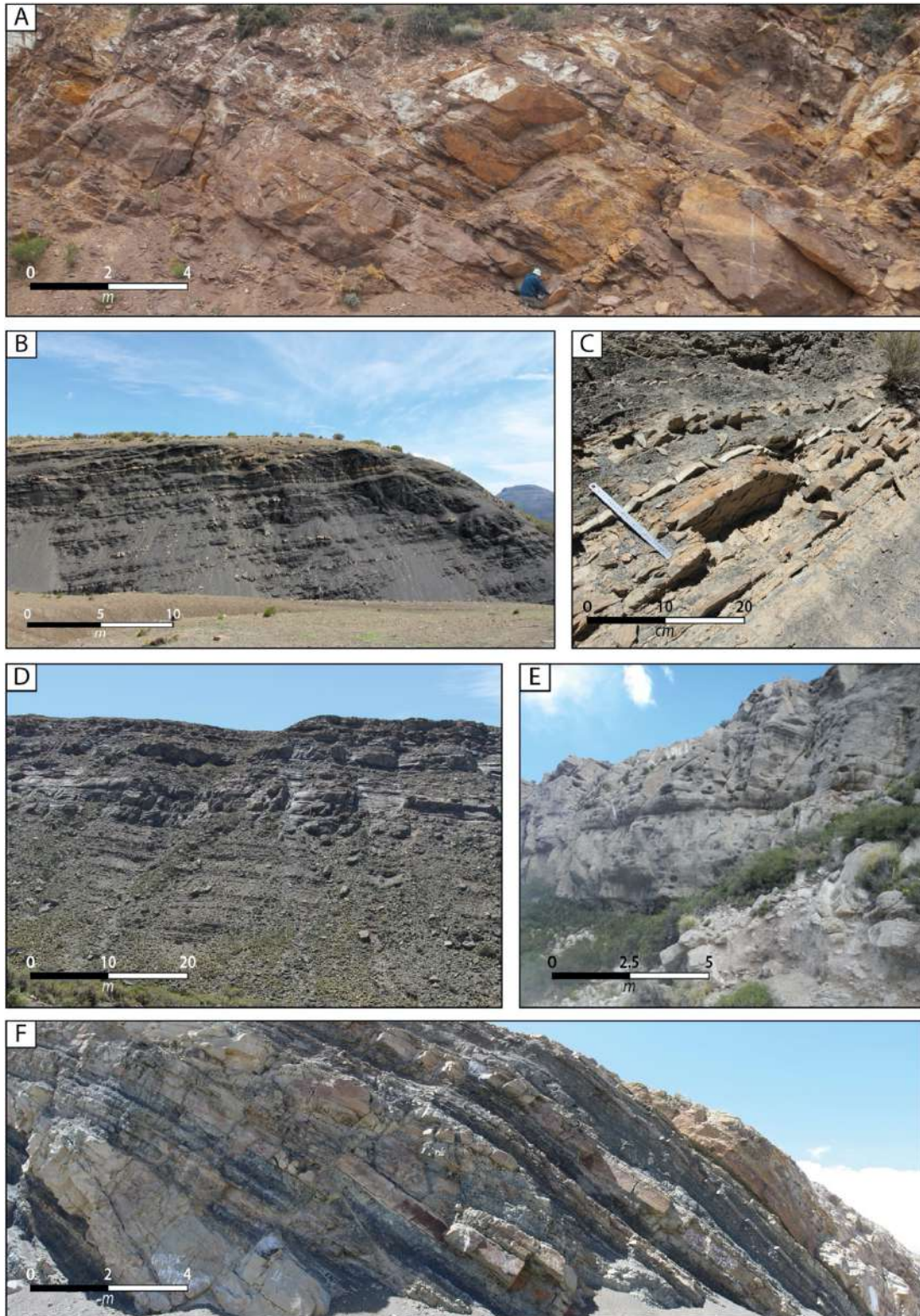


Figure 89: Séries sédimentaires du groupe de Mendoza A. Chenaux fluviaux de grès de la formation du Tordillo B. Argiles noires avec quelques des bancs carbonatés interstratifiés de la formation de la Vaca Muerta C. Alternances de faciès argileux et carbonatés de la formation du Quintuco D. Bancs carbonatés à composante silicoclastique de la formation de Mulinchinco E. Bancs carbonatés micritiques de la formation de Chachao F. Alternances marno-calcaires de la formation de l'Agrio.

la plate-forme sus-jacente de la **Formation Loma Montosa** enregistre des oolithes formées en contexte de barrière de haute énergie ([Carozzi et al., 1993](#); [Hurley et al., 1995](#)).

- Un nouveau cycle transgressif-régressif apparaît au Valanginien formant ainsi la **formation Mulinchinco**. Celle-ci présente un faciès continental et marin mixte incluant des grès calcaires à grains fins et des calcaires bioclastiques (Figure 89D) ([Weaver, 1931](#)). Cette formation est plus carbonatée dans la partie nord du bassin, tandis qu'au sud elle est remplacée, verticalement et latéralement, par les grès fluviatiles rougeâtres et verdâtres de la **formation Bajada Colorada** ([Leanza and Hugo, 2001](#); [Leanza et al., 1997](#); [Legarreta and Uliana, 1996a](#)). Au sud se déposent latéralement, des bancs de carbonates micritiques de faible énergie, riches en pélécy-podes de la **formation de Chachao** (Figure 89E) ([Doyle et al., 2005](#); [Palma, 1996](#); [Palma and Angeleri, 1992](#); [Palma and Bressan, 2008](#); [Palma and Lanés, 2001](#)).
- La **formation Agrio** est la dernière série à s'être déposée dans le groupe de Mendoza. Elle se compose d'argiles et de calcaires noirs riches en matière organique (Figure 89F) qui se sont accumulés dans des conditions anoxiques, lors de deux inondations marines successives à l'Hauterivien et au Barrémien ([Veiga et al., 2002a](#)). L'épaisseur de la formation varie de 50 à 400 mètres d'est en ouest. Elle est subdivisée en deux par les grès fluvio-deltaïques du **membre Avilé** ([Lazo et al., 2005](#); [Veiga et al., 2002a](#)).

## 6. Le cycle Rio-Grande (Crétacé Supérieur-Oligicène) : la phase d'avant pays

### a. Contexte géodynamique et stratigraphique général

Le cycle Río Grande débute vers 100 Ma (Albien), lorsque l'ouverture de l'Atlantique Sud entraîne une accélération du mouvement vers l'ouest de la plaque Amérique du Sud. Cela induit l'orogénèse Andine avec l'installation d'une tectonique compressive reprenant notamment les structures extensives préexistantes des bassins mésozoïques, et les inversant ([Keidel, 1925](#); [Windhausen et al., 1915](#)). Les variations de la vitesse de convergence et du taux d'obliquité entre les plaques Amérique du Sud et Farallon, produisent au Crétacé supérieur et au Paléogène, deux phases compressives majeures et un régime tectonique extensif (Figure 83). Ces phases détaillées plus bas dans les paragraphes suivants. Au niveau du bassin de Neuquén, dans la zone de la Cordillère Andine centrale, l'angle oblique de la subduction engendre un comportement tectonique transpressif (Figure 79) ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Jaillard and Soler, 1996](#); [Jaillard et al., 1990](#); Pardo-Casas and Molnar, 1987b). Le bassin de Neuquén entre alors en contexte tectonique de bassin d'avant pays.



Bien que les roches sédimentaires du Crétacé supérieur soient abondantes à l'échelle régionale en présentant jusqu'à 1500 m d'épaisseur, elles sont principalement d'origine continentale et contiennent peu de fossiles ([Riccardi et al., 1999](#)). Ce n'est qu'au Maastrichtien et au Paléocène que les eaux de l'Atlantique se sont introduites dans le bassin, entraînant des dépôts fossilifères marins peu profonds ([Barrio, 1990](#)). Les roches volcaniques du Cénozoïque et leurs intrusions magmatiques de haute altitude, sont courantes dans la Cordillère des Andes et se font plus rares au pied des ceintures plissées.

#### *b. La phase Péruvienne (Crétacé moyen – Maastrichtien)*

Cette première compression, nommée phase Péruvienne, initie le cycle de Rio Grande. A l'Albien, vers 100 Ma, l'ouverture de l'Atlantique Sud entraîne une accélération du mouvement vers l'ouest de la plaque Amérique du sud. Le régime tectonique passe d'extensif à compressif, avec une inversion des structures sédimentaires. Le socle et la croûte sont alors affectés par des failles inverses qui reprennent les anciennes failles normales du contexte extensif ([Ramos and Folguera, 2005](#)). Les ceintures plissées de Malargüe, Chos Malal et de l'Agrio, respectivement du nord vers le sud, et la formation de la Cordillère centrale, se mettent en place ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Ramos and Kay, 2006](#)). Cette compression résulte d'une vitesse de convergence relativement élevée (10 cm/an ; Figure 79 A) provoquant l'horizontalisation du panneau plongeant et entraînant la migration vers l'est de la ceinture volcanique ([Jaillard et al., 1990](#); [Kay et al., 2005](#); Pardo-Casas and Molnar, 1987b; [Somoza, 1998](#)).

L'avant pays continue de subir une subsidence flexurale associée au fort taux de sédimentation, tandis que les dépo-centres migrent vers l'est. Le retrait de la mer est marqué dans le **groupe Rayoso** par des dépôts évaporitiques (**formation Huitrin**), argileux (**formation Rayoso**) puis les grès rouges du groupe de Neuquén (Figure 83).

#### • Le groupe de Rayoso (Aptien – Albien inférieur)

La **formation de Huitrin** se compose de grès continentaux et de carbonates marins évaporitiques atteignant une épaisseur totale maximale de 300 m ([Aguirre-Urreta and Rawson, 2012](#); [Groeber, 1946](#)). Cette formation est divisée en trois membres ; i) le membre de la Troncoso composé de grès fluviaux et éoliens, ii) le membre de la Tosca composé de carbonates à bivalves (Figure 90 A) et iii) le membre de la Salina constitué d'argiles alternant avec des bancs

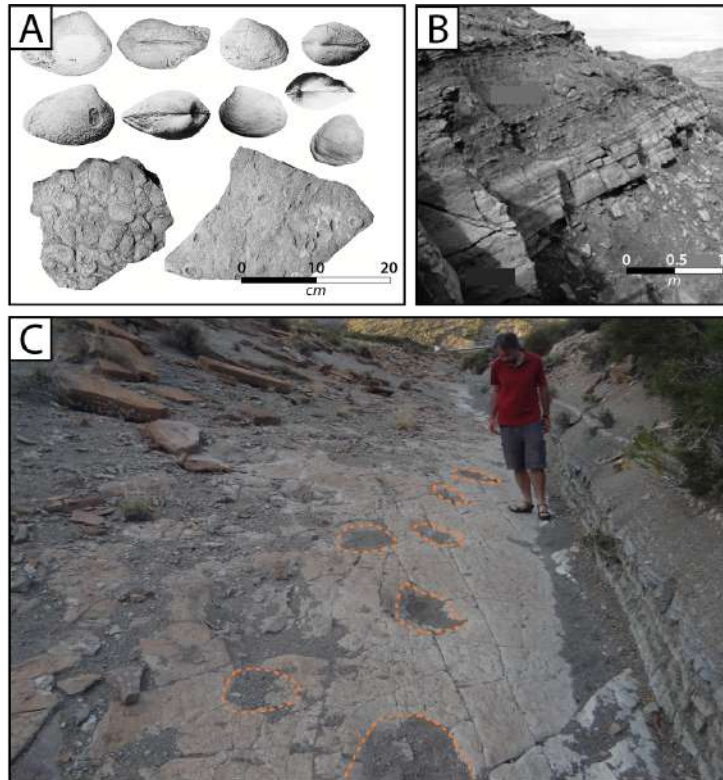


Figure 90 : A. Bivalves de type « *Cyprina* » ([Weaver, 1931](#)) collectés dans le membre Toscana de la formation de Huitrin sur l’affleurement de Arroyo Coihueco ([Lazo and Damborenea, 2011](#)) B. Lobes distaux gréseux dans la formation lacustre de Rayoso ([Zavala et al., 2006](#)) C. Empreintes fossilisées (pointillés oranges) de sauropodes dans les grès rouges de la formation de Rayoso.

évaporitiques ([Leanza, 2003](#)). La mise en place de cette formation s’est faite au cours de la dernière connexion entre le bassin de Neuquén et l’océan Pacifique ([Lazo and Damborenea, 2011](#)).

- **La formation Rayoso** recouvre en discordance la formation de Huitrin via des grès et argiles rouges continentaux mal triés. Ces dépôts sédimentaires résultent de systèmes fluviaux éphémères avec des plaines d’inondation ([Uliana et al., 1975](#)), de chenaux ayant une forte sinuosité avec des influences tidales ([Legarreta, 1985](#)) et de lacs à salinité variable ayant une faible profondeur (Figure 90B) ([Ponce et al., 2002](#); [Zavala et al., 2001](#)). Ces grès renferment des traces de fossiles de sauropodes de types Rebbachisaurides (Figure 90C) ([Salgado et al., 2012](#)).

• **Le groupe Neuquén (Albien supérieur – Maastrichtien)**

Le groupe Rayoso est recouvert par le groupe Neuquén composé de dépôts fluviaux datant de la fin du Crétacé. Le groupe Neuquén présente environ 850 mètres d’alternance monotone de grès rouges et de mudstones lacustres. Il se subdivise en trois unités ;

- **La formation Rio Limay** est datée de l'Albien supérieur. Elle se compose d'une alternance de mudstones et de grès fins d'origines fluviales, affleurant principalement dans le centre du bassin de Neuquén, dans les provinces du Rio Negro et de Mendoza, avec une épaisseur maximale de 1400 mètres ([Digregorio, 1978](#); [Uliana and Biddle, 1988](#)). Elle se divise en deux unités ; i) l'unité Arenosa composée de crevasses play ii) l'unité llanura qui présente des argiles de plaine alluviale ([Cazau and Uliana, 1973](#)). De nombreux fossiles de titanosaures ont été retrouvés dans cette formation (Figure 91A) ([Mannion and Calvo, 2011](#)).
- **La formation Rio Neuquén** est datée du Cénomanién au Campanien inférieur ([Hugo and Leanza, 2001](#)). Elle consiste à une alternance de dépôts alluviaux rouges incluant des grès, conglomérats et mudstones (Figure 91B) ([Cazau and Uliana, 1973](#); [Corbella et al., 2004](#); [Leanza and Hugo, 2001](#); [Legarreta and Uliana, 1998](#)).
- **La formation Rio Colorado** se divise en trois membres distincts ; le membre d'Anacleto se composant de manière prédominante de grès fluviaux, de silts (Figure 91C) et de mudstones. Ce dernier s'est déposé au-dessus des membres de Bajo et de Carpa contenant des grès mal triés et des conglomérats ([Bonaparte and Coria, 1993](#); [Thomas, 1927](#)). Cette formation est aussi riche en fossiles de Sauropodes ([Dingus et al., 2000](#)).

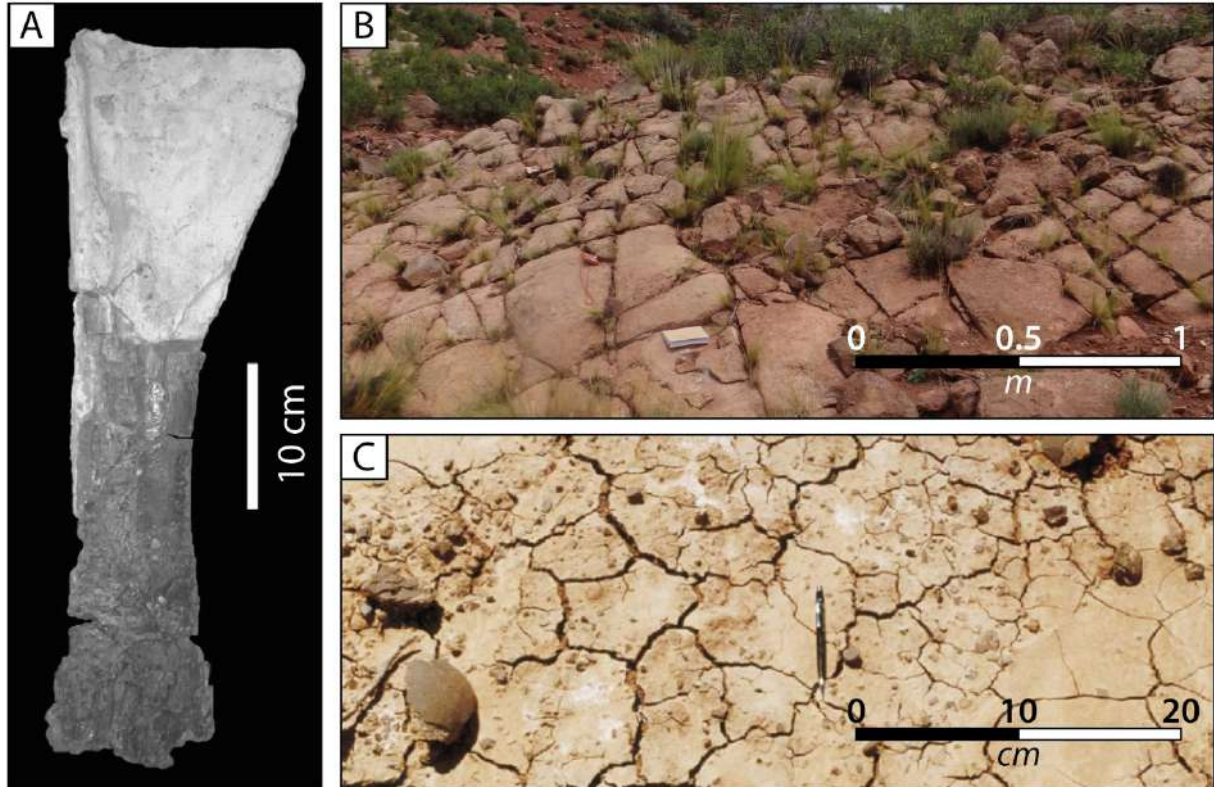


Figure 91 : A. Humérus du sauropode *Andersaurus delgadoi* trouvé dans la formation de Limayn ([Mannion and Calvo, 2011](#)) B. Grès alluviaux de la formation de Neuquén C. Silts du membre d'Anacleto de la formation de Rio Colorado ([Dingus et al., 2000](#)).

c. La phase Incaïque

Au Paléocène inférieur, la vitesse de convergence de la plaque Nazca diminue pour atteindre 5-7 cm/an (Figure 79A & B) (Pardo-Casas and Molnar, 1987b; [Sdrolas and Müller, 2006](#); [Somoza, 1998](#)). Cette période est considérée comme une phase de quiescence entre les pulses compressifs Péruvien et Incaïque. Ensuite, à l'Éocène moyen débute la phase compressive Incaïque. Elle se traduit par une vitesse de convergence atteignant un pic de 10-15 cm/an et se caractérise par un redressement du panneau plongeant de la plaque Farallon (Pardo-Casas and Molnar, 1987b; [Sdrolas and Müller, 2006](#); [Somoza, 1998](#)). La direction de la plaque Nazca devient plus oblique avec un angle allant de 40° à 60° par rapport à la plaque Amérique du Sud (Figure 79C) jusqu'à 30 Ma et induit un régime transpressif dextre ([Cobbold and Rossello, 2003](#); Pardo-Casas and Molnar, 1987b; [Somoza, 1998](#)). Les failles normales des hémigrabens sont de nouveau reprises en inversion et forment des fronts de chevauchement dans les différentes ceintures plissées. Au cours de cette phase, les dépôts argileux carbonatés du **groupe Malargüe** marquent le passage d'une transgression marine à l'est, laissant place à des dépôts continentaux avec des environnements côtiers et fluviaux ([Franzese et al., 2003](#); [Howell et al., 2005](#); [Mescua, 2011](#)).

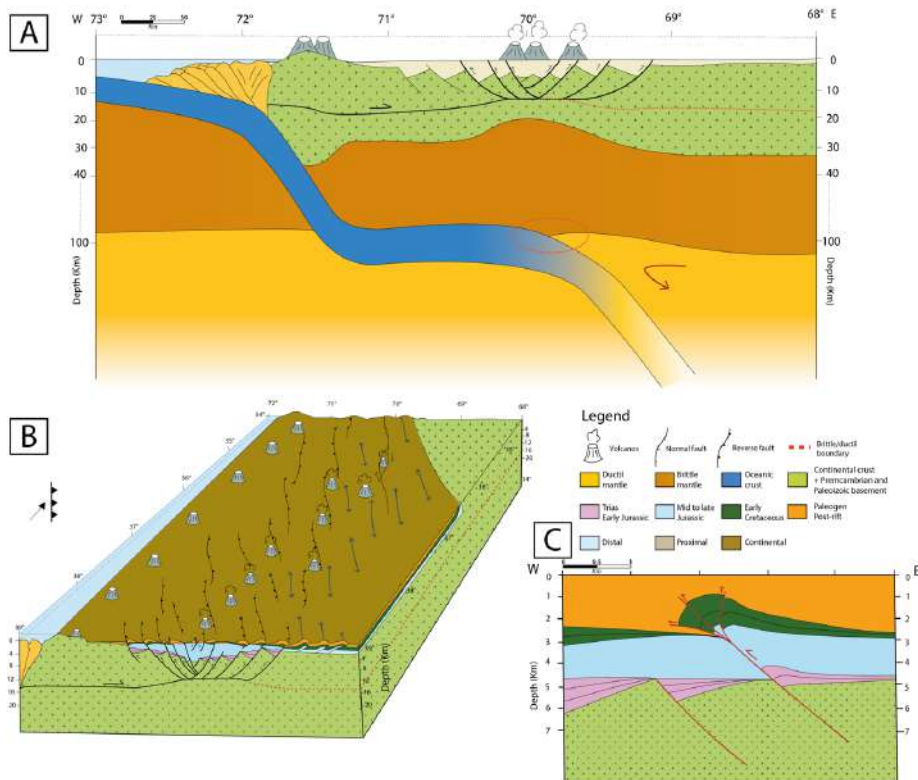


Figure 92 : Illustration du contexte géodynamique et sédimentaire au cours de l'Éocène lors de la phase Incaïque A. Schéma régional de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Amérique du Sud avec une réactivation des failles normales des hémigrabens en inversion, les pointillés rouges traduisent l'horizontalisation du panneau plongeant, illustration réalisée d'après les travaux de Ramos et Folguera. (2005) et Ramos et Kay. (2006) B. Bloc 3D montrant la position de l'arc volcanique, les failles inverses d'orientation NNW-SSE et les environnements de dépôts principalement continentaux. La flèche noire indique l'obliquité du panneau plongeant C. Zoom sur la morphologie des dépôts post-rift en éventail repris par des chevauchements.



• Le groupe Malargüe (Campanien – Paléocène)

Le groupe Malargüe repose sur le groupe Neuquén par une discordance érosive ([Andreis et al., 1974](#)). Il se divise en quatre formations pouvant cumuler jusqu'à 500 mètres d'épaisseur ([Parras and Griffin, 2013](#)) ;

- **La formation Loncoche** datée du Maastrichtien est constituée à sa base de 200 m de silts et grès sur lesquels reposent des conglomérats fins, des calcaires, des évaporites et des tufs volcaniques ([Parras and Griffin, 2013](#)). Ces sédiments se sont déposés dans un environnement mixte continental et marin ([Parras et al., 1998](#)). Cette formation contient des ostracodes, charophytes, spores, pollen, algues, foraminifères, bois, vertébrés et mollusques (Figure 93A) ([Dessanti, 1973](#); [Papú, 1997](#); [Papú, 1991](#); [Papú, 1993](#); [Previtera and González Riga, 2008](#); [Riga, 1999](#); [Volkheimer, 1978](#)). L'unité équivalente au sud-est du bassin est constituée par les grès de la **formation d'Allen** ([Roll, 1939](#)) déposés, en milieux de littoral restreint ([Uliana and Dellapé, 1981](#)), en milieu intertidal dominé par un estuaire ([Barrio, 1991](#)) et en milieu lacustre ([Wichmann, 1927](#)).

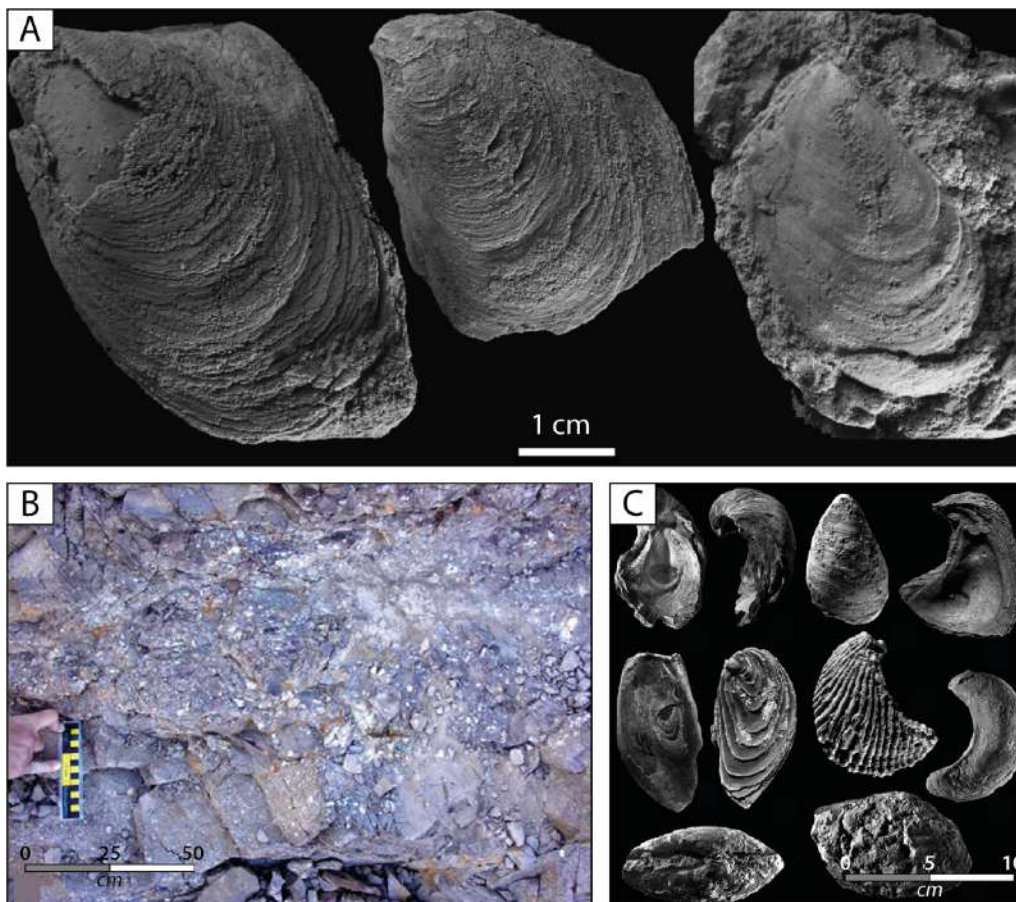


Figure 93 : A. Moules *Isognomon mechnquilensis* dans les calcaires marins de la formation Loncoche ([Parras and Griffin, 2013](#)) B. Bancs de conglomérats à matrice sableuse de la formation Jagüel ([Henry et al., 2010](#)) C. Différentes variétés d'huîtres et de moules dans les calcaires massifs de la formation La Roca ([Del Rio et al., 2007](#)).

- **La formation Jagüel** se forme du Maastrichtien supérieur au Paléocène inférieur. Elle se compose de pélites marines, calcaires marins, marnes massives tabulaires de couleur blanche, verdâtre et jaunâtre, intercalées avec des bancs de gypse, de grès et de conglomérats fluviatiles (Figure 93B) ([De La Fuente et al., 2009](#); [Henry et al., 2008](#); [Henry et al., 2010](#); [Legarreta and Gulisano, 1989](#); [Uliana and Dellapé, 1981](#)).
- **La formation de la Roca** datée du Paléocène comporte une épaisseur moyenne de 40 mètres et est composée de bancs calcaires massifs jaunes riches en fossiles conservés dans une boue micritique ou dans une matrice clastique. Nombre de ces fossiles sont des moules, et, de manière plus minime, des ostracodes et des huitres (Figure 93C). La formation présente en son sommet, des marnes et des grès ([Bertels, 1970](#); [Del Rio et al., 2007](#)). Les environnements de dépôts associés sont peu profonds, intertidaux à sub-tidaux ([De La Fuente et al., 2009](#); [Parras et al., 1998](#))

**La formation de de Pircala** se met en place à l'Éocène et comprend des grès, des tufs et des évaporites déposés dans des environnements lacustres à fluviales (López-Arbarello et al., 2003; [Uliana and Dellapé, 1981](#)).

#### *d. Phase de quiescence*

De l'Oligocène au Miocène inférieur, la vitesse de convergence du panneau plongeant diminue pour atteindre 5-7 cm/an (Figure 79 B) (Pardo-Casas and Molnar, 1987b) provoquant sa verticalisation et diminuant ainsi la contrainte compressive (Figure 94 A). Cet enfouissement se traduit par une migration de l'arc volcanique vers la fosse océanique et une augmentation de sa superficie (Figure 94 B). Le bassin est alors soumis à un régime d'extension régional est-ouest. Le volcanisme est associé à la mise en place de nouveaux grabens et à la réactivation, des hémigrabens triasiques (Figure 94C). De nombreux laccolithes magmatiques se mettent en place dans les formations du Tertiaire et du Mésozoïque ([Galland, 2004b](#); [Spacapan et al., 2018](#); [Zanella et al., 2015b](#)).

- **La formation Agua de la Piedra** se dépose au cours de cette phase de quiescence. Une sédimentation lacustre, alluviale et fluviatile y est enregistrée ([Cerdeño and Vucetich, 2007](#); [Combina and Nullo, 2005](#); [Giambiagi et al., 2008](#); [Horton and Fuentes, 2016](#)).



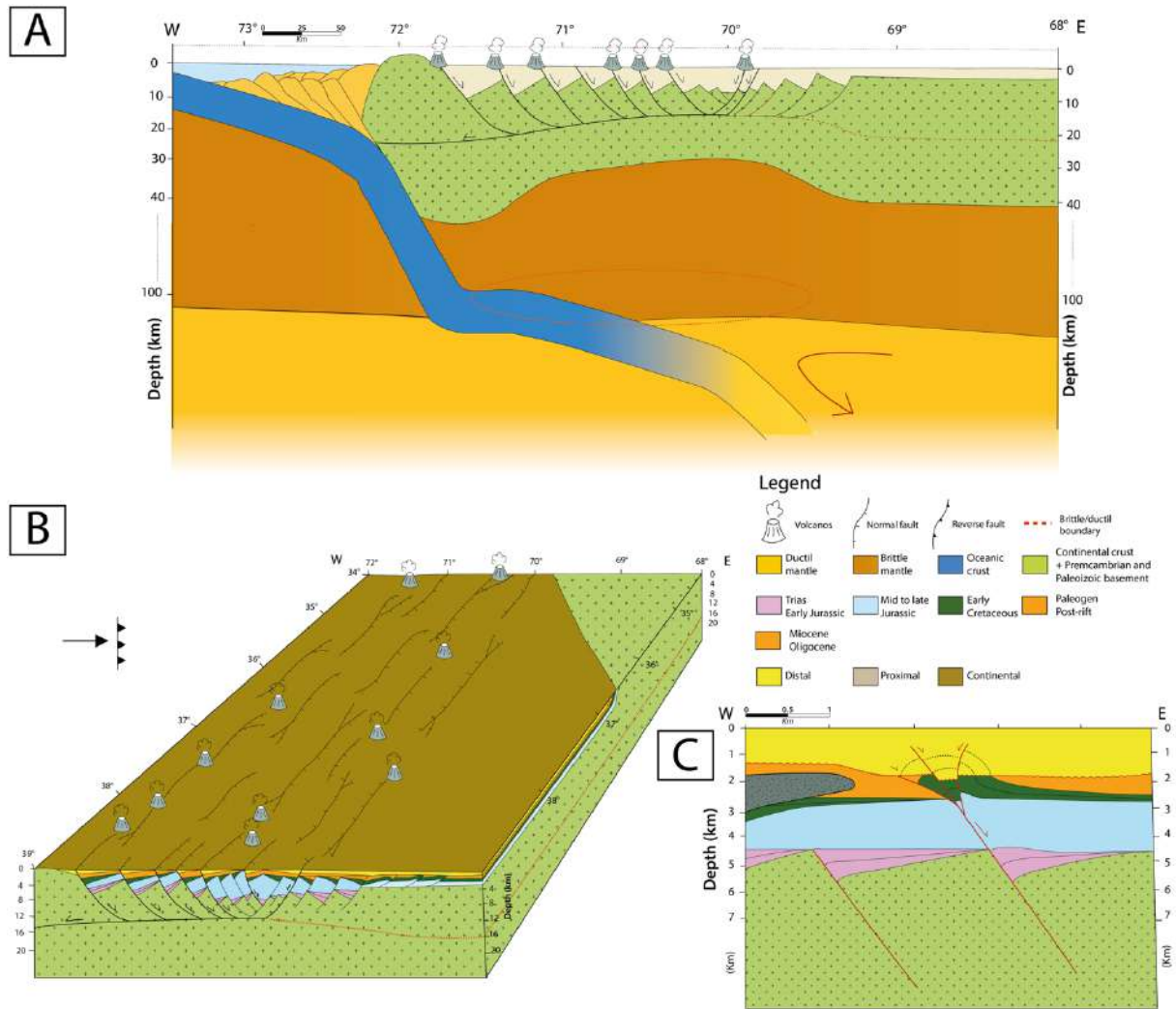


Figure 94: Illustration du contexte géodynamique et sédimentaire au cours du Miocène lors de la phase de quiescence A. Schéma régional de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Amérique du Sud avec une réactivations des failles normales des hémigrabens. Les pointillés rouges traduisent un roll-over avec une verticalisation du panneau plongeant, illustration d'après les travaux de Ramos et Folguera. (2005) et Ramos et Kay. (2006) B. Bloc 3D illustrant la position de l'arc volcanique, les failles normales d'orientation NNW-SSE et les environnements de dépôts principalement continentaux. La flèche noire indique l'obliquité du panneau plongeant C. Zoom sur la morphologie des dépôts post-rifts et du bassin d'arrière arc tronqué par une discordance érosive.

### e. La phase Quechua

Le dernier pulse compressif est marqué par une nouvelle augmentation de la vitesse de convergence de la plaque Nazca (~15 cm/an) (Figure 79B) (Pardo-Casas and Molnar, 1987b) avec une direction plus frontale par rapport à la plaque Amérique du Sud (Figure 79C). Ce contexte provoque l'horizontalisation du panneau plongeant associée à une convergence oblique vers plaque sud-américaine (Kay, 2002; Kay et al., 2006). L'arc volcanique migre de nouveau vers l'est. L'horizontalisation du panneau induit un volcanisme et une exhumation qui débute à la fin du Miocène et dont la dénudation totale atteint jusqu'à 2500 m d'épaisseur. Cette phase tectonique provoque également la propagation des fronts de chevauchements

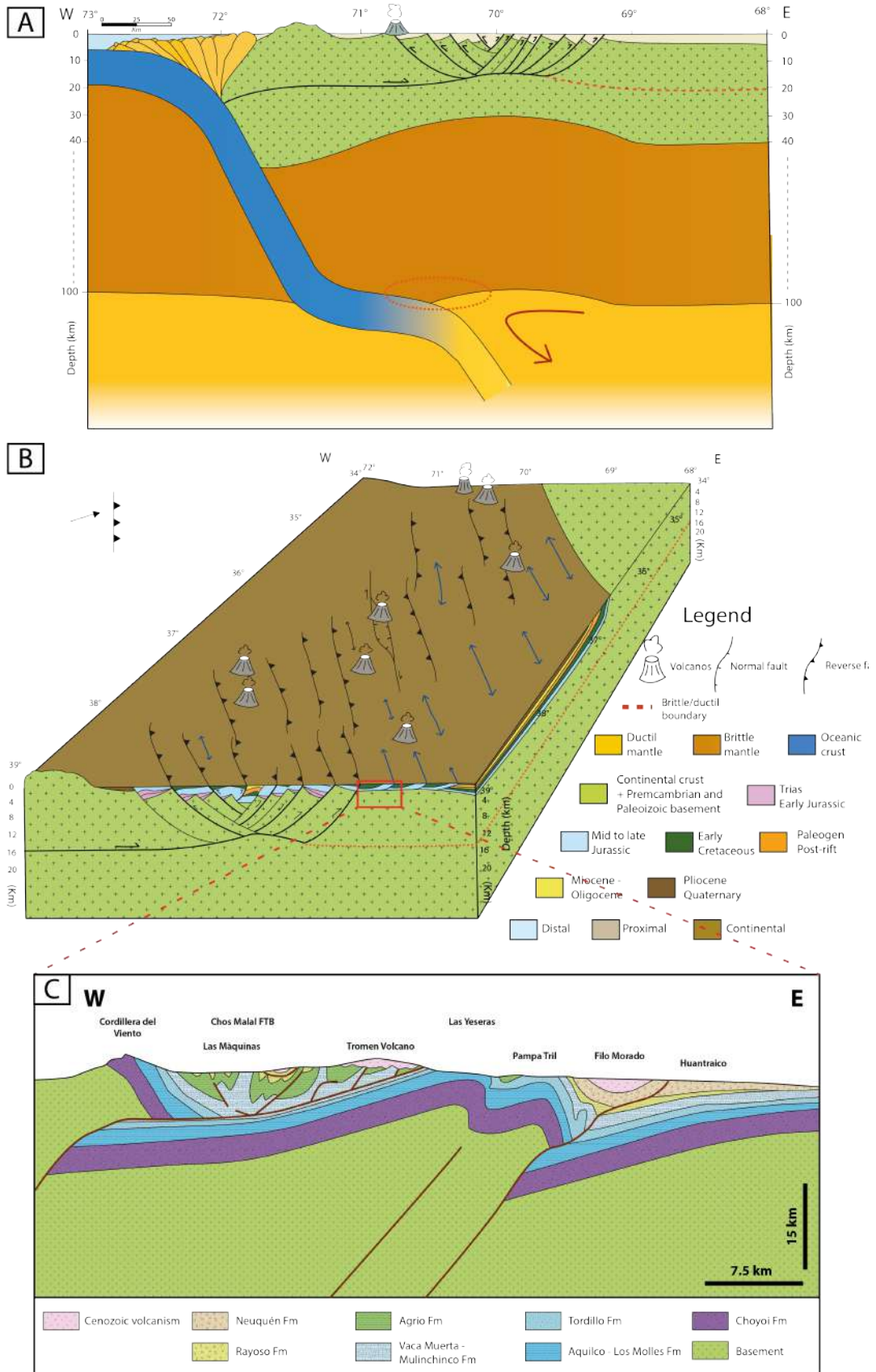
mettant ainsi à l'affleurement les séries du Mésozoïque dans les différents fold-and-thrust belts du bassin de Neuquén ([Ramos and Kay, 1991](#); [Silvestro et al., 2005](#); [Spagnuolo et al., 2012](#); [Valcarce et al., 2007](#); [Vines, 1990](#)).

- **La formation de la Pincheira** se caractérise par des dépôts alluviaux et lacustres associés à un important épisode volcanique ayant induit des retombées pyroclastiques ([Combina and Nullo, 2003](#)). Ces roches comprennent des tufs et des agglomérats volcaniques de composition andésitique et rhyolitique alternant avec des conglomérats et de grès datant du Miocène supérieur au Pliocène ([Combina and Nullo, 2005](#)).

#### *f. Régime tectonique actuel*

Au plio-quadernaire, la vitesse de convergence entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du sud diminue progressivement pour atteindre 8 à 10 cm/an (Figure 79B) (Pardo-Casas and Molnar, 1987b) et une direction de convergence légèrement oblique avec un azimut de 80° de Nazca vers la plaque sud-américaine (Figure 79C) ([Angermann et al., 1999](#); [Pilger Jr and Rex, 1981](#); [Somoza, 1998](#)). La verticalisation du panneau plongeant induit la migration vers l'ouest de l'arc volcanique et une diminution de la compression (Figure 95A et B) ([Kay et al., 2006](#); [Lara and Folguera, 2006](#)). Les grandes coupes régionales de différents auteurs indiquent que les séries mésozoïques du bassin de Neuquén sont à l'affleurement aux pieds des ceintures plissées (Figure 95C) ([Cristallini, 2004](#); [Kozlowski et al., 1996](#); [Kozlowski et al., 1997](#); [Naipauer et al., 2012](#); [Ramos et al., 2004](#); [Vera et al., 2014](#); [Zapata et al., 1999](#)).

*Figure 95 : Illustration du contexte géodynamique et sédimentaire au cours du Quaternaire A. Schéma régional de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Amérique du Sud avec une réactivation en inverse des failles normales des hémigrabens. Les pointillés rouges traduisent un roll-over avec une verticalisation du panneau plongeant, illustration d'après les travaux de Ramos et Folguera. (2005) et Ramos et Kay. (2006) B. Bloc 3D illustrant la position de l'arc volcanique, les failles inverses d'orientation NNW-SSE, les anticlinaux des ceintures plissées et les environnements de dépôts principalement continentaux. La flèche noire indique l'obliquité du panneau plongeant C. Coupe géologique de la bordure ouest du bassin de Neuquén passant par le volcan du Tromen, modifié d'après Galland (2004) et Kozlowski et al. (1996). La déformation implique en partie le socle, le reste de la déformation étant accommodé par la couverture sédimentaire. Cette coupe met en avant le rôle des roches mères matures, notamment la Vaca Muerta pour cet exemple, en tant que niveau de décollement dans le chevauchement ([Berthelon, 2015](#); [Kozlowski et al., 1996](#); [Zanella et al., 2014b](#)).*



Néanmoins, le régime tectonique dans les Andes de Neuquén au plio-quadernaire est sujet à débat. De nos jours, trois hypothèses sont suggérées :

- Plusieurs auteurs ont suggéré la vitesse de convergence, l'obliquité et la verticalisation du panneau plongeant terminent la fin de la phase compressive Quechua au profit d'un régime régional **extensif** contrôlé par le retrait de la fosse océanique ([Folguera et al., 2004](#); [Ramos and Folguera, 2005](#); [Ramos and Kay, 2006](#)). Cela se traduirait par une série de bassins extensifs arrière-arc (dépressions Las Loicas, bassin de Loncopué) ([Folguera et al., 2008](#); [Folguera et al., 2007](#); [Folguera et al., 2009](#); [Folguera et al., 2006](#)).
- A l'inverse, les travaux de Guzmán et al. (2007) sur les mesures du champ des contraintes actuels, suggèrent que la composante principale horizontale est **compressive** dans une direction nord-ouest dans l'ensemble du bassin de Neuquén. Leurs observations sont confirmées par la formation de veines de bitumes du plio-pléistocènes, orientés E-O dans le sud du bassin ([Cobbold et al., 1999](#); [Zanella et al., 2015b](#)). Plusieurs études structurales, géomorphologiques et de sismicités montrent que la compression est toujours présente dans les Andes de Neuquén septentrionales ([Backé, 2006](#); [Cobbold and Rossello, 2003](#); [Galland et al., 2007](#); [Marques and Cobbold, 2002](#)) et long de la bordure est du Bloc de San Rafael ([Costa et al., 2006](#)). A 33°S, la subduction de la Ride Juan Fernández maintient un panneau plongeant subhorizontal depuis 10 Ma ([Yáñez et al., 2001](#)) et permet la propagation de la déformation aux Sierras Pampeanas depuis 5 Ma jusqu'à l'Actuel montrant que le régime tectonique y est compressif ([Costa et al., 2001](#); [Ramos et al., 2002](#)).
- Néanmoins, considérant l'obliquité actuelle de la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (10 - 15° ; Figure 79 C), le régime tectonique devrait être légèrement **transpressif** ([Teyssier and Tikoff, 1998](#)) et la déformation partitionnée dans les Andes de Neuquén ([Backé, 2006](#)). Au nord du bassin, des structures décrochantes pléistocènes et actuelles, observées dans la Cordillère Principale de la ceinture plissée de Malargüe ([Backé, 2006](#)) et vers 28 et 33°S entre la Cordillère Principale et les Sierras Pampeanas ([Siame et al., 2006](#)), suggèrent que le partitionnement de la déformation affecte l'ensemble des Andes centrales.

### **III. La formation de la Vaca Muerta**

#### **A. Contexte géologique**

##### **1. Introduction**

Weaver (1931) fut le premier à s'intéresser à la formation de Vaca Muerta. Ainsi, il décrit des « strates marines tithoniennes », caractérisées par i) des mudstones gréseux interstratifiés avec des calcaires et des grès atteignant 200 mètres d'épaisseur dans la partie sud du bassin (Embayment sud ; Figure 80B) et ii) une série argilo-calcaire noire atteignant 800 mètres d'épaisseur dans la partie nord du bassin (Embayment, zone de transition et Neuquén Andin ; Figure 80B). Weaver en conclut que les dépôts du Tithonien s'étaient déposés à faible bathymétrie dans la partie sud du bassin, et à plus forte bathymétrie au nord et au centre. Le terme de « Vaca Muerta » a été utilisé par la première fois par Fossa Mancini et al. (1938), puis repris dans les années 40 par les géologues de la société pétrolière Yacimientos Petroliferos Fiscales ([Baldwyn, 1942](#); [Herrero Ducloux, 1946](#)). Depuis, la Vaca Muerta est interprétée comme un système de prismes progradants mis en place lors de la transgression généralisée du Tithonien. Elle se caractérise par (i) une épaisse série argileuse d'environnement de bassin profond, et (ii) par une alternance marno-calcaire de système rampe / plateforme (Formations Quintuco et Loma Montosa) ([Kietzmann et al., 2016](#); [Kietzmann et al., 2014c](#); [Legarreta, 2009](#); [Mitchum Jr and Uliana, 1985](#)).

##### **2. Le système Vaca Muerta – Quintuco**

Weaver (1931) a donné le nom de Quintuco Formation aux sédiments marins compris entre le Jurassique terminal et le Crétacé inférieur de la province de Neuquén. Cette formation est constituée de mudstones gris foncés à noirs, avec une composante plus calcaire et silicoclastique au sud. Ces sédiments se sont déposés dans un environnement de plateforme carbonatée. La formation Quintuco est contemporaine à celle de la Vaca Muerta dans les zones nord et au niveau des dépo-centres du bassin, ainsi Leanza (1973) les a regroupés en les nommant « système Vaca Muerta – Quintuco ». Sur les extrémités du bassin, la formation Loma Montosa se dépose dans un environnement continental. Nous précisons ce point car l'affleurement de Puerta Curaco, étudié au cours de cette thèse, comprendra l'étude du système Vaca Muerta - Quintuco.



### 3. Stratigraphie

Les différents contextes paléogéographiques de la Figure 96 montrent l'évolution de la transgression marine qui a débuté au Tithonien. Ainsi, les dépôts d'argiles noires de la Vaca Muerta inférieure se sont déposés dans la quasi-totalité du bassin (Figure 96A), puis le retrait du proto océan Pacifique a favorisé les environnements de plateforme carbonatés du Quintuco et les dépôts de grès continentaux de la formation de la Loma Montosa à l'est du bassin (Figure 96B). Au Valanginien, les apports continentaux clastiques deviennent de plus en plus importants au sud-ouest du bassin (Figure 96C).

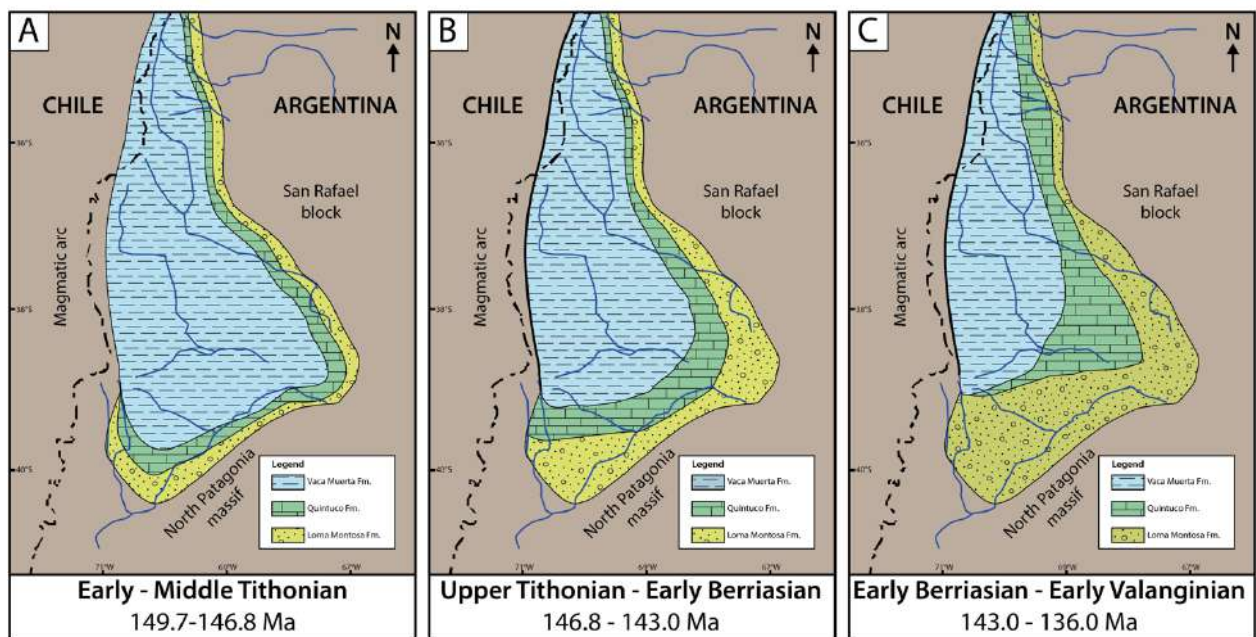


Figure 96: Carte paléogéographique la distribution des facies du groupe inférieur de Mendoza du Tithonien au Valanginien lors du dépôt de la Vaca Muerta inférieure (A.), lors du dépôt de la Vaca Muerta moyenne (B.) et lors du dépôt de la Vaca Muerta supérieure (C.). Modifié d'après Legarreta et Uliana., (1991), Leanza et al., 2011 et Legarreta and Villar (2015).

Le système Vaca Muerta-Quintuco se caractérise par une série de cliniformes progradants d'orientation SE-NO ou S-N (Mitchum Jr and Uliana, 1985). Les couches sommitales de ces cliniformes se sont caractérisées par un système mixte silicoclastique et carbonaté, tandis que les couches basales des cliniformes correspondent à des environnements de dépôts de type rampes / bassin profond (Figure 97) (Kietzmann et al., 2016; Kietzmann et al., 2014; Mitchum Jr and Uliana, 1985; Scasso et al., 2005; Spalletti et al., 2000).



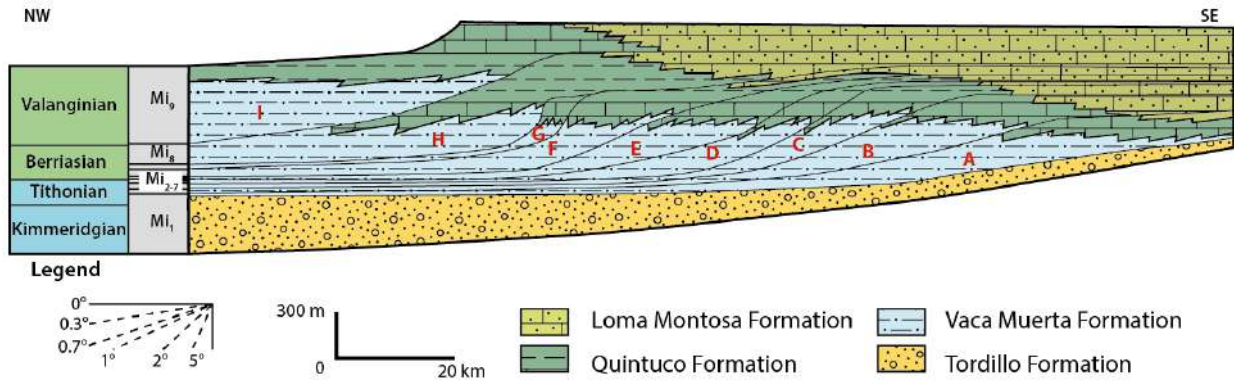


Figure 97 : Stratigraphie régionale du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du bassin de Neuquén soulignant le système Vaca-Muerta / Quintuco / Loma Montosa. Modifié après Mitchum et Uliana, (1985) et Leanza et al. (2011).

Sur la base d'images sismiques, Mitchum et Uliana (1985) ont défini 9 séquences de dépôt (A à I) sur l'intervalle Tithonien inférieur – Valanginien dans la partie centrale du bassin de Neuquén. Ils ont corrélés ces séquences à celles de dépôts du troisième ordre, établies par Haq (Haq, 1988; Haq et al., 1987). Legarreta et Gulisano (1989) ont repris cette architecture pour définir 9 séquences de dépôt (Mi<sub>1</sub> à Mi<sub>9</sub>) dans les environnements de bassins profonds (Figure 97) (Carozzi et al., 1993; Gulisano et al., 1984; Mitchum Jr and Uliana, 1985). La séquence Mi<sub>1</sub> comprend la formation Tordillo et la partie basale de la formation Vaca Muerta. L'arche de Huincul et les hauts structuraux de Chihuidos ont été réactivés au cours du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, générant plusieurs discordances dans l'enregistrement sédimentaire, et plus particulièrement la discordance intra-valanginienne, entre le système Vaca Muerta – Quintuco (Maretto and Pangaro, 2005; Vergani et al., 1995). En effet, la dernière séquence Mi<sub>9</sub> est séparée de la formation sus-jacente du Mulinchinco par la discordance intra-valanginienne (Gulisano et al., 1984; Leanza, 2009; Schwarz and Buatois, 2012).

#### 4. Lithologies

Plusieurs auteurs ont décrit à très haute résolution les différents faciès et micro faciès qui composent la formation Vaca Muerta, à la fois dans l'embayment, via des études sur les carottes sédimentaires (Bilbao, 2016; Lejay et al., 2018; Mathieu et al., 2016; Milliken et al., 2019), et dans les ceintures plissées, via des études sur affleurements (Capelli et al., 2018; Catalano et al., 2018; Kietzmann et al., 2014a; Kietzmann et al., 2014b; Kietzmann et al., 2016; Kietzmann et al., 2008; Kietzmann et al., 2014c; Leanza et al., 2003; Zeller, 2013; Zeller et al., 2015). Ne pouvant pas inclure la totalité de ces données dans ce chapitre, nous présentons ci-dessous une synthèse des principaux faciès de la Vaca Muerta amenés à jouer un rôle dans notre étude sur les beef (Figure 98). Des descriptions plus détaillées de la Vaca Muerta seront présentées dans les chapitres II et III du manuscrit. Plus à l'ouest, la Vaca Muerta inclue des faciès de pente, appelés membre Huncal (Leanza et al., 2003) et des faciès de bassin peu

profonds, avec des dépôts volcaniques dans la partie chilienne ([Charrier et al., 1985](#); [Kietzmann and Vennari, 2013](#); [Leanza et al., 2011](#)).

La base de la Vaca Muerta présente des tapis algaux de microbialites laminées, intercalés avec des calcaires micritiques et quelques marnes silteuses (Figure 98 A) ([Kietzmann and Palma, 2009](#); [Stinco and Barredo, 2014](#)). La formation Vaca Muerta est principalement composée de mudstones interstratifiés avec des marnes silteuses laminées, de couleur grise à noire (Figure 98 B) et comportant un taux de matière organique élevé (>2%) ([Cruz et al., 1996](#); [Rodriguez et al., 2015](#)). Ces marnes silteuses incluent également des clastes de quartz et plagioclases ([Milliken et al., 2019](#); [Sagasti et al., 2014](#); [Spalletti et al., 2015](#)), des bivalves et fragments d'ammonite ([Aguirre-Urreta and Rawson, 1999](#); [Parent et al., 2015](#)) ainsi que des zones très riches en radiolaires ([Mathieu et al., 2016](#); [Pujana, 1991, 1996](#); [Vennari and Pujana, 2017](#)). On y retrouve aussi des nodules de calcite (Figure 98 C) principalement localisés dans la partie inférieure de la Vaca Muerta ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Sagasti et al., 2014](#); [Zeller et al., 2015](#)). Des bancs oranges massifs de micrite dolomitisée, laminés horizontalement (Figure 98 D) pouvant être associés à des septarias bréchiques dolomitisées, représentent le membre de Puesto Barros, localisé dans la partie supérieure de la Vaca Muerta ([Capelli et al., 2018](#); [Kietzmann et al., 2016](#)). Les exemples de fracturations naturelles dans la VMF sont nombreux, notamment les fractures minéralisées comme les beef (Figure 98E) ([Cobbald et al., 2013](#); [Rodrigues et al., 2009b](#)).

Le Quintuco, présent dans les zones sommitales de la Vaca Muerta, se caractérise par des mudstones laminés gris clairs et gris foncés (Figure 98 F). La matrice, composée de minéraux argileux en nombre plus important que dans les marnes et mudstones de la Vaca Muerta, contient des débris bioclastiques ainsi que des grains détritiques de feldspaths, plagioclases et quartz ([Kietzmann et al., 2016](#)).

Les photos de la Figure 98G et H présentent les nombreux dépôts de cendres interstratifiés dans le bassin au cours du dépôt de la Vaca Muerta ([Kietzmann et al., 2016](#); [Lejay et al., 2017](#)). Ces cendres traduisent une forte activité volcanique résultante du contexte de bassin d'arrière-arc (Figure 99). Certaines cendres dites "cimentées" (Figure 98G) se composent de tufs massifs à laminés avec des rides de courant et ayant été remplacés par un ciment calcitique donnant aux bancs une texture cristalline. Ces bancs présentent également de nombreuses échardes de verre et pierres ponce partiellement altérées en minéraux argileux ([Rutman et al., 2017](#)). Les cinérites non cimentées présentent la même composition mais l'altération météorique quaternaire a intensément transformé les bancs en minéraux argileux secondaires (Figure 98H) ([Capelli et al., 2018](#); [Kietzmann et al., 2016](#); [Rutman et al., 2017](#)).



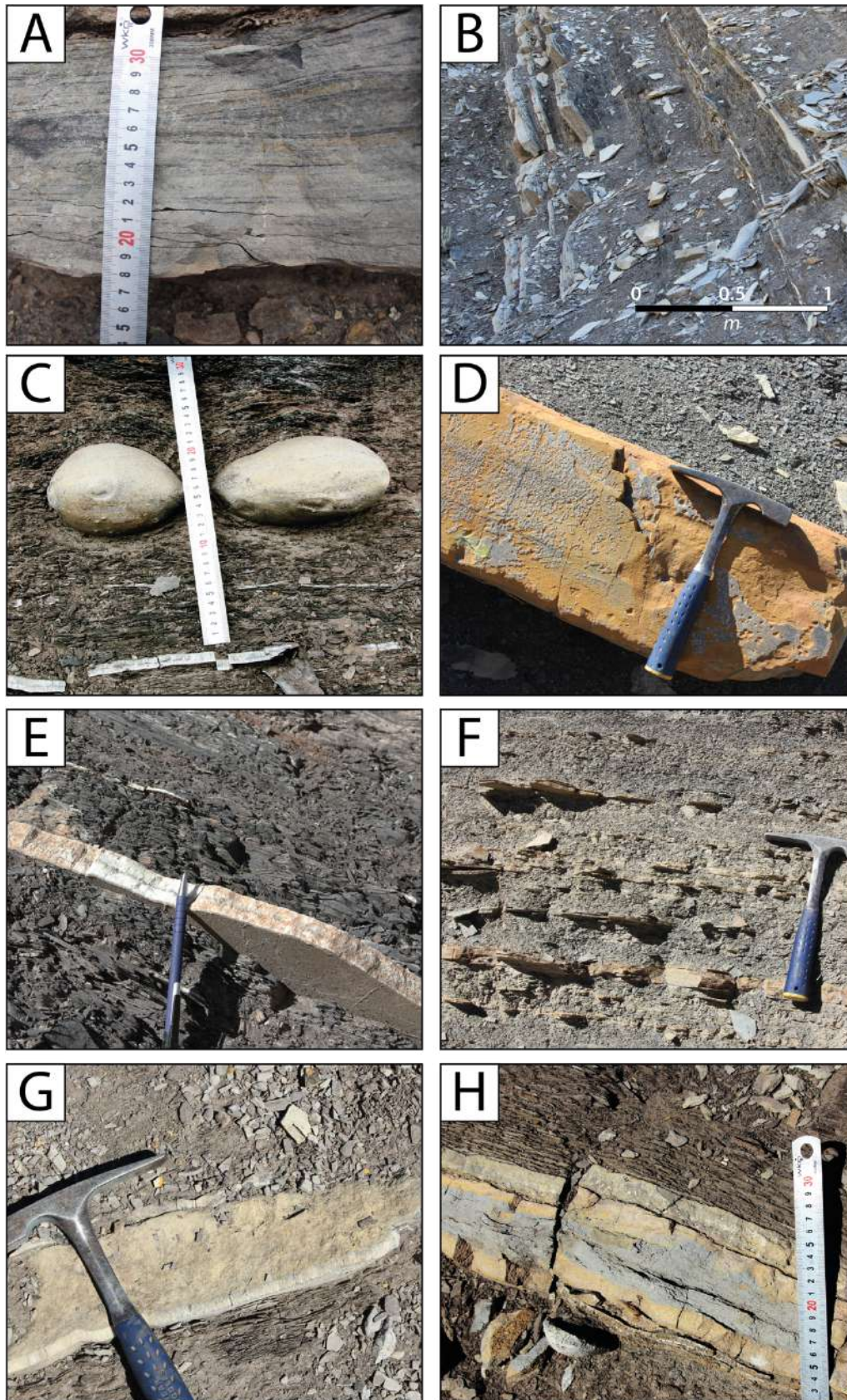


Figure 98 : Principaux facies de la formation de la Vaca Muerta décrits sur les affleurements A. Microbialites laminées à la base de la Vaca Muerta. B. Alternance marno-calcaire C. Nodules de calcite se développant dans les marnes et mudstones de la Vaca Muerta. D. Bancs de micrite dolomitisés. E. Beef de calcite avec des inclusions de d'argile et/ou bitume au niveau de la zone médiane F. Alternance de marnes et de grès fins de la formation Quintuco G. Cendres volcaniques avec un ciment calcitique H. Cendres volcaniques argileuses.

Au cours de l'importante activité volcanique induisant des dépôts de cendres (Figure 98 G & H, Figure 99). Ces dépôts issus des panaches volcaniques s'interstratifient avec les argiles noires d'environnement de bassin profond de la Vaca Muerta. Rutman et al., (2017) proposent une explication par analogie avec les travaux de Takahiro et al. (2013) pour la différenciation entre ces deux faciès. Les faciès argileux pourraient correspondre aux premières cendres de l'éruption riches en plagioclases, relativement denses, et de ce fait transporté sur des distances relativement faibles. Les cendres cimentées pourraient refléter le stade tardif de l'éruption, avec des éjections de cendres plus légères vésicularisées, composées de fragments de verre juvénile et transportées sur de plus grandes distances (Rutman et al., 2017; Takahiro et al., 2013).

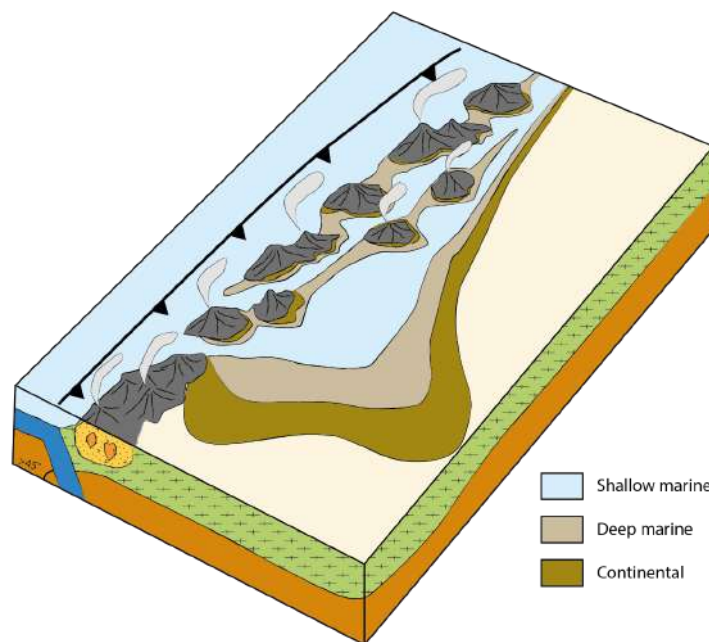


Figure 99 : Bloc 3D paléogéographique illustrant l'activité de l'arc volcanique du bassin de Neuquén lors du dépôt de la Vaca Muerta au cours du Jurassique terminal – Crétacé inférieur, modifié après Howell et al. (2005).

La lithologie de la formation de la Vaca Muerta varie en fonction de la localisation des dépôts sédimentaires dans le bassin (Figure 96). Aux extrémités du bassin, la formation se compose de faciès de rampe interne à externe (Krim, 2015; Scasso et al., 2005; Scasso et al., 2002) tandis qu'en son dépo-centre elle se caractérise par des faciès de bassin profonds principalement composés de shales (Leanza et al., 1973; Mitchum Jr and Uliana, 1985; Spalletti et al., 2000). Pour les zones de dépôts en contexte de bassin profond, la récurrence de certains faciès varient en fonction des zones plus ou moins distales aux apports terrigènes. Ainsi, dans les deux zones d'études de cette thèse (région de l'Agrio et région de Chos Malal), impliquant un levé de log détaillé associé à un large échantillonnage, la récurrence de certains faciès sédimentaires diffère (Figure 100).



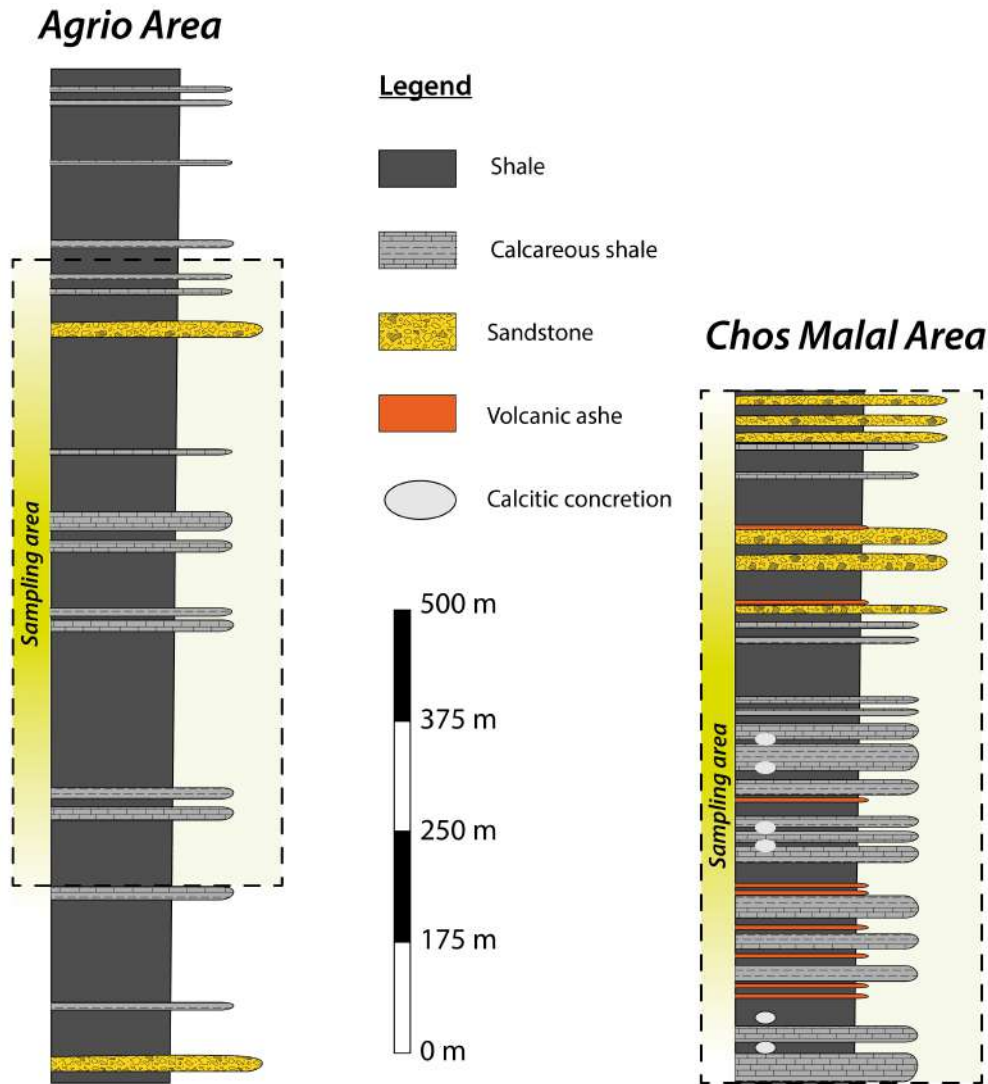


Figure 100 : Logs lithologiques simplifiés de la formation de la Vaca Muerta dans les deux zones d'études de cette thèse. Le log de la zone de la région de l'Agrio est simplifié d'après celui de Leanza et al., (2003) et le log de la région de Chos Malal est simplifié d'après celui de Capelli et al., (2018).

## 5. Limites stratigraphiques de la formation

### a. Limite inférieure : Tordillo – Vaca Muerta

La base de la Vaca Muerta est matérialisée par un contact entre les dépôts continentaux du Tordillo et l'apparition d'argiles noires associées à la Vaca Muerta (Figure 101A & B). Elle se traduit par une rétrogradation régionale en réponse à une transgression marine du paléocéan Pacifique (Cruz et al., 1999; Leanza and Hugo, 1978; Legarreta and Gulisano, 1989). La hauteur maximale du niveau marin à l'échelle globale au Tithonien initie le dépôt de Vaca Muerta (Hallam, 1988; Haq, 1988). Cette transgression a été suffisamment rapide pour permettre la préservation de dunes éoliennes au sud du bassin dans la formation du Tordillo (Cevallos, 2005).

b. Limite supérieure : Vaca Muerta – Mulinchinco

Le sommet de la Vaca Muerta est marqué par la discordance intravalanginienne. Cette limite a été identifiée par Baldwin (1942) comme « inter- néocomienne ». Au nord du bassin se dessine un contact abrupt entre les pélites marines de la Vaca Muerta avec les grès de la base de Mulinchinco (Gulisano et al., 1984; Leanza et al., 1973; Schwarz, 1999). Cependant, dans les localités distales du bassin, ce contact est considéré comme concordant et interprété comme une "conformité relative" en terme de séquences stratigraphiques (Leanza et al., 2011).

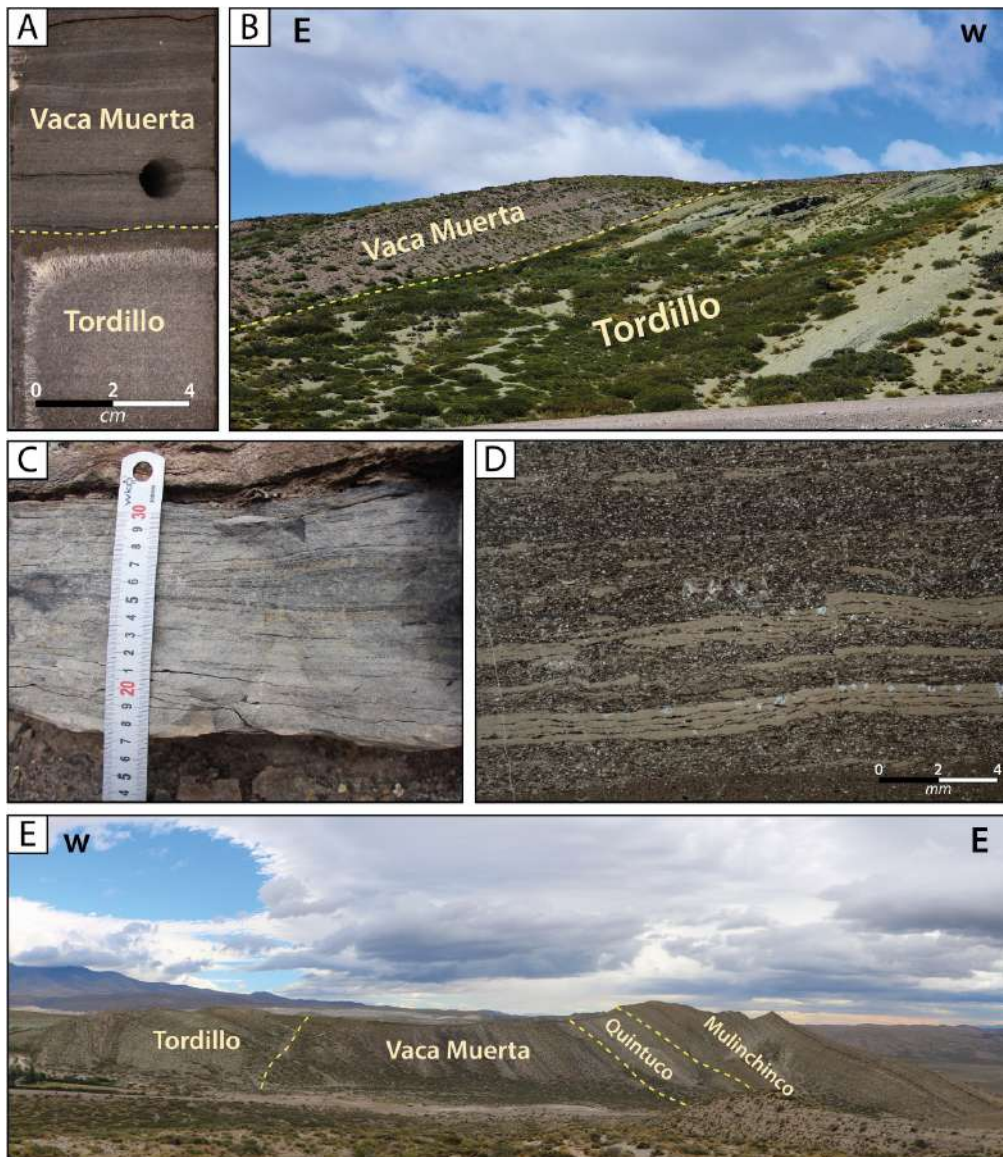


Figure 101 : Limites stratigraphiques de la Vaca Muerta A. Limite des grès du Tordillo avec avec les shales de la Vaca Muerta sur la carotte H (Total S.A.) localisée dans l'embaument. B. Limite des grès argileux verts de Tordillo avec les argiles de la Vaca Muerta sur l'affleurement de Puerta Curaco dans la ceinture plissée de Chos Malal. C. Photo des microbialites à la base de la Vaca Muerta sur l'affleurement de Puerta Curaco D. Lame mince des microbialites de la base de la Vaca Muerta. E. Panorama sur l'affleurement de Puerta Curaco dans la ceinture plissée de Chos Malal illustrant les limites stratigraphiques entre les formations du Tordillo, de la Vaca Muerta, du Quintuco et de Mulinchinco.



## B. Potentiel pétrolier du bassin de Neuquén

### 1. Données de géochimie organique des roches mères de Neuquén

Le bassin de Neuquén contient quatre roches mères potentielles. Dans l'ordre chronologique, la première est la formation de de **Pre-Cuyo** répartie dans les dépôts centres du Trias supérieur. Ses valeurs de carbone organique total (TOC) varient de 2% à 11% et la réflectance de la vitrinite ( $R_o$ ) donne 0,4% à 0,8%, traduisant donc une roche immature à mature avec production d'huile ([Barredo and Stinco, 2013](#); [Stinco and Barredo, 2014](#)). Le kérogène y est de type I à un mixe de type I/III, suggérant un apport de débris végétaux mélangés à des algues lacustres ([Legarreta and Villar, 2011](#)).

**Los Molles** est la deuxième roche mère à s'être déposée dans le bassin de Neuquén et comprend un TOC allant de 0,55% à 5,01 %, avec une moyenne de 1,62% ([Kugler, 1985](#); [Kuuskraa, 2011](#)). Le kérogène est principalement de type II avec des signatures locales de type III, traduisant une origine marine, pouvant être couplée à quelques apports terrigènes ([Legarreta and Villar, 2011](#)). En fonction de sa localisation dans le bassin, Los Molles est immature à mature, dans le début de la fenêtre à huile au niveau de l'arche de Huincul, avec une réflectance de la vitrinite  $R_o=0,3\%$  à  $0,6\%$ . Elle est considérée overmature dans le centre du bassin, avec une  $R_o$  allant de 1% à 4%, associée à une production de gaz, dont principalement du méthane (Figure 102A) ([Giusiano et al., 2011](#)).

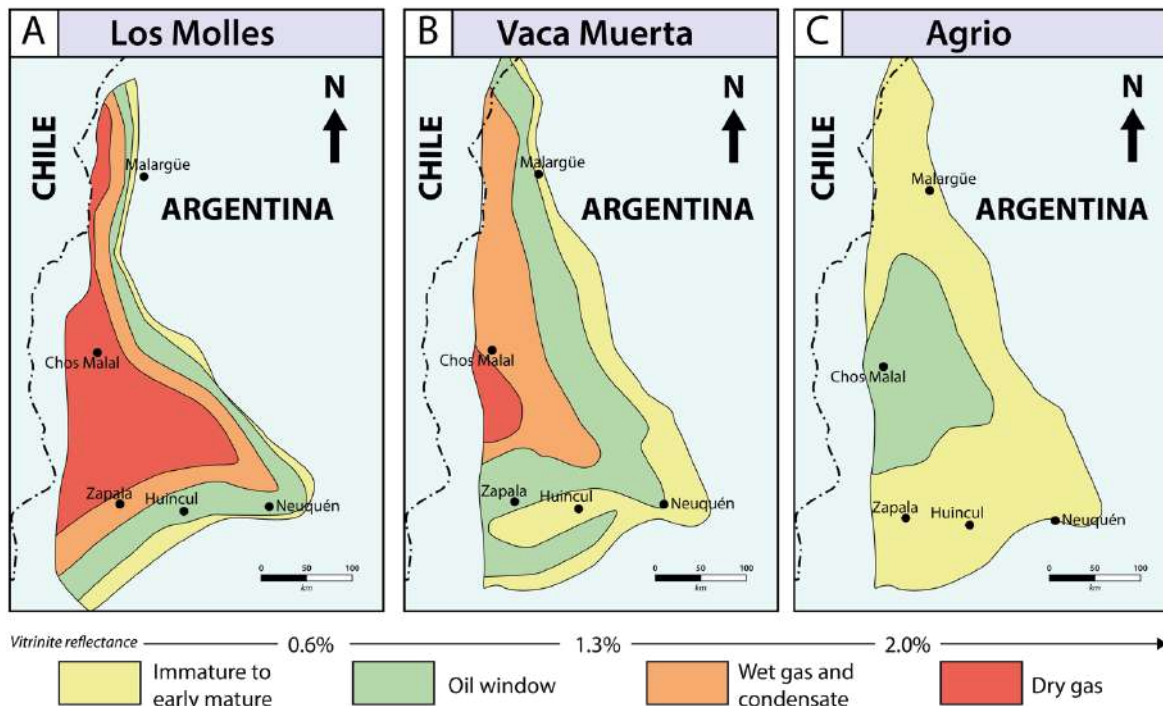


Figure 102 : Cartes de maturité des roches mères du bassin de Neuquén excepté celle de Pré-Cuyo. A. Maturité de la formation Los Molles, modifié d'après Legarreta & Villar. (2011) B. Maturité de la formation Vaca Muerta, modifié d'après Kuuskraa. (2011) C. Maturité de la formation Agrio, modifié d'après Tyson et al. (2015).

La troisième roche à se déposer est la formation **Vaca Muerta**. Elle est plus fine que la roche mère de Los Molles mais contient des valeurs de TOC bien plus élevées dans l'ensemble du bassin. Des valeurs maximales de TOC de 14,2% ont été mesurées dans la partie nord du bassin, tandis qu'au sud ces valeurs varient de 2,9% à 4,0% ([Kuuskraa, 2011](#)). Dans la partie centrale du bassin, la base de la Vaca Muerta est connue pour être la plus riche en matière organique avec une moyenne de TOC de 4% et des niveaux stratigraphiques atteignant les 15%. En revanche, la série complète de la formation possède une moyenne de TOC de 2% avec zones enrichies comportant une moyenne de 6% ([Cruz et al., 1999](#); [Cruz et al., 1996](#); [Kozlowski et al., 1997](#); [Stinco and Mosquera, 2003](#); [Villar et al., 1993](#)). Le kérogène est principalement de type II, avec une légère fraction de type I indiquant une origine de la matière organique majoritairement marine, avec quelques zones lacustres dans la partie est du bassin ([Cuervo et al., 2016](#); [Sylwan, 2014](#)), tandis que sur ses bordures, le kérogène est de type II-S traduisant un environnement euxinique ([Romero-Sarmiento et al., 2017](#)). Dans la zone de l'embaïement (Figure 80A), la maturité varie entre le début de la fenêtre à huile et la fenêtre à gaz, avec des valeurs de réflectance de la vitrinite allant de 0,6% à 1,8%. Dans les ceintures plissées (Figure 80B), les données de maturité indiquent que la formation se trouve dans la fenêtre à gaz, avec des valeurs variant de 1,2% à plus de 2% (Figure 102B) ([Kozlowski et al., 1996](#); [Kozlowski et al., 1997](#)). Le long de l'arche de Huincul, la Vaca Muerta n'a jamais subi d'enfouissement très profond (>1000m), la rendant immature ([Cruz et al., 1999](#); [Scasso et al., 2005](#); [Stinco and Mosquera, 2003](#)).

La dernière roche mère à s'être déposée est la formation **Agrio**. Elle contient un TOC allant de 2% à 5%. Les valeurs de vitrinite indiquent une roche mère principalement immature. Néanmoins, une zone dans la partie centrale-ouest du bassin comporte des valeurs de réflectance pouvant atteindre les 0,6% à 1%, indiquant une roche mère localement mature produisant de l'huile (Figure 102C) ([Tyson et al., 2005](#)). La matière organique est principalement d'origine marine, avec quelques apports terrigènes comme le traduisent les données de kérogène de type II et type II-III ([Legarreta and Villar, 2011](#)).

## **2. Historique de l'exploitation pétrolière dans le bassin de Neuquén**

### *a. Rappels sur les techniques d'extraction conventionnelles et non conventionnelles*

Grace à l'amélioration des techniques de forage et de raffinage, l'exploitation des hydrocarbures a connu son premier essor au début du 20<sup>ème</sup> siècle lors de la révolution du « tout pétrole », au moment de la seconde révolution industrielle. La technique d'exploitation la plus populaire, dite « conventionnelle », consiste à récupérer les huiles et les gaz ayant migrés par la poussée d'Archimède de la roche mère (générant les hydrocarbures) à une roche

réservoir (roche à forte porosité et perméabilité). Les roches imperméables situées au-dessus des roches réservoirs, vont empêcher la migration des huiles et gaz permettant ainsi le piégeage et l'accumulation d'hydrocarbures. Ces derniers sont ensuite récupérés via un forage vertical (Figure 103 A).

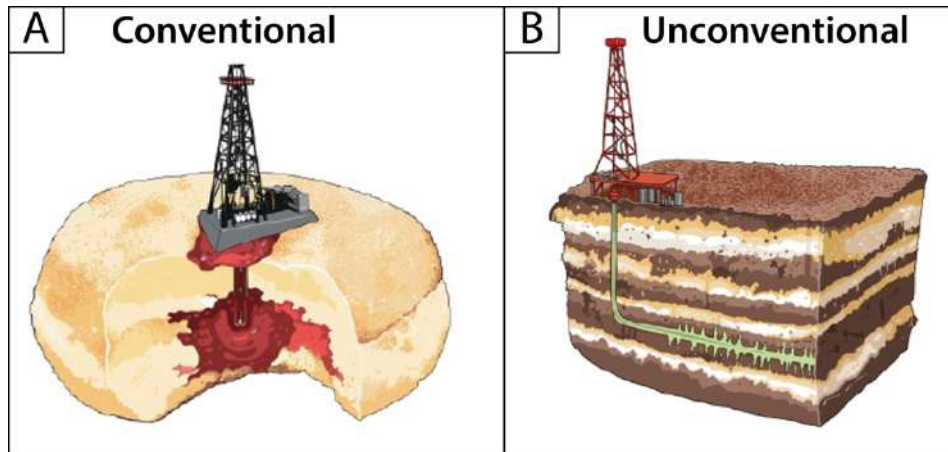


Figure 103 : A. Illustration d'un beignet pour une exploitation conventionnelle avec un forage vertical allant récupérer les hydrocarbures imagés par de la confiture piégée dans la roche réservoir B. Illustration d'un tiramisù pour une exploitation non-conventionnelle avec un forage horizontal injectant de l'eau pour une fracturation hydraulique induite dans la roche mère. Source : James Scherrer (2014).

Dans les années 2000, l'exploitation dite « non-conventionnelle » est en plein essor. Elle consiste en l'exploitation des hydrocarbures directement dans la roche mère en créant une perméabilité secondaire par processus de fracturation hydraulique induite, via des forages horizontaux et verticaux dans la formation (Figure 103 B).

### b. Intérêt pétrolier du bassin de Neuquén

Le bassin de Neuquén, situé entre le Chili et l'Argentine, est exploité depuis plus d'un siècle en tant que système pétrolier conventionnel. Dans un premier temps entre la fin du 19<sup>ème</sup> siècle et la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, cette zone suscita un intérêt particulier pour son bitume affleurant, comme en témoignent les nombreuses mines à ciel ouvert aujourd'hui laissées à l'abandon et dans lesquelles subsistent quelques filons de bitume (Figure 105A). Dans un second temps, l'exploration des hydrocarbures enfouis débuta en 1920 au nord-ouest du bassin après la création de la compagnie pétrolière nationale argentine Yacimientos Petroliferos Fiscales. Le bassin fut alors exploité avec des techniques d'extractions conventionnelles (Figure 105B).

Dans le cas de l'Argentine, il est possible de dire que l'ère des hydrocarbures non conventionnels est officiellement inaugurée en juin 2010 lors du forage du premier puits de gaz de schiste à Loma La Lata par l'entreprise YPF-Repsol. Il faut souligner que la découverte

de l'existence de cette ressource date des années 1960 et 1970 lorsque YPF, alors entreprise publique, découvre les gisements de Puesto Hernández et de Loma La Lata et commence le forage des formations de Vaca Muerta et de Los Molles (riches en hydrocarbures non conventionnels). À cette époque, ni le prix des hydrocarbures ni la technologie ne permettaient son extraction.

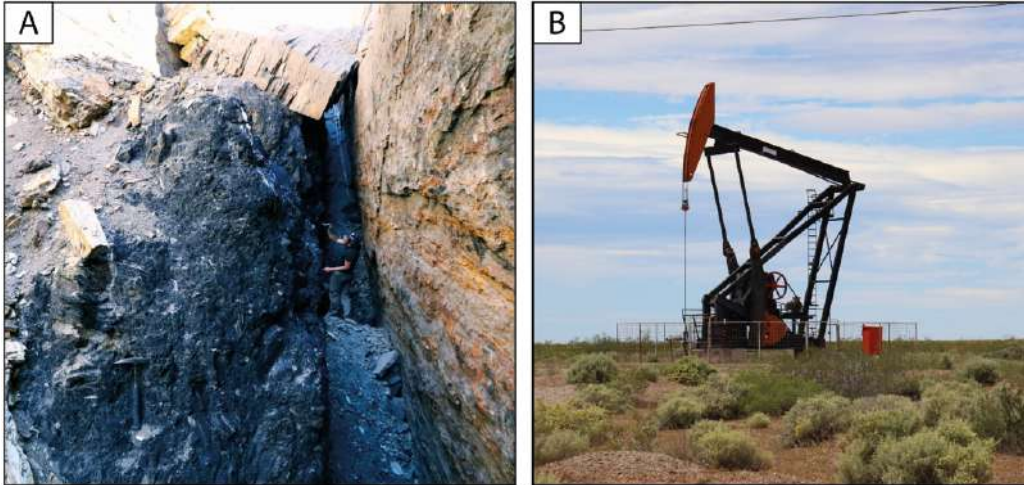


Figure 104 : A. Veine de bitume dans l'ancienne mine de Puerta Curaco. Latitude : -37.363410°, longitude : -69.960027° B. Derick aux alentours de la ville de Neuquén.

Une série de projets fut lancée à partir des années 1980 en raison de la baisse du niveau des réserves de pétrole et de gaz aux États-Unis, observée au cours des dernières décennies. Elle visait à concevoir et à développer une technique économiquement et technologiquement viable permettant l'extraction d'hydrocarbures de schiste. En 1997, ce processus donne finalement lieu à la première fracturation hydraulique qui combine la technique de la fracturation hydraulique (injection d'eau, de sables et d'additifs chimiques à haute pression) et le forage de puits horizontaux, inaugurant ainsi formellement l'ère du gaz de schiste dans le monde. Depuis le début des années 2000, l'essor du non-conventionnel fait de la roche mère de la Vaca Muerta une formation de classe mondiale pour l'exploitation de ses huiles et gaz de schistes.

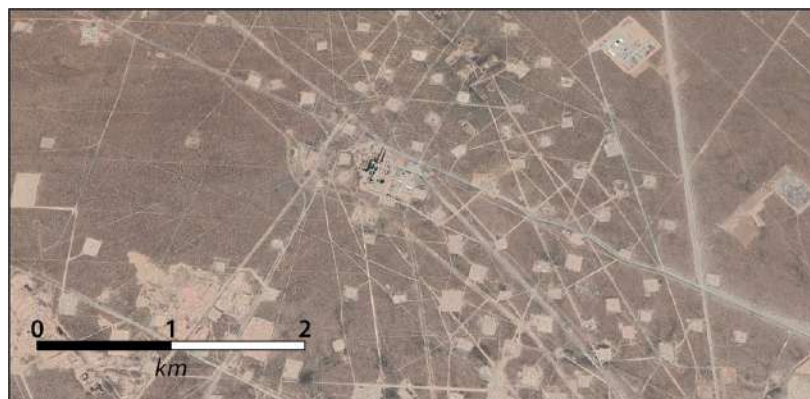


Figure 105 : Exemple des nombreux puits pétroliers installés sur l'embalement proche de la ville de Neuquén.



Avec son volume estimé à 220 TCF, et sa production d'hydrocarbures allant pour sa majeure partie, de l'huile au gaz à condensats, la formation de la Vaca Muerta est devenue la principale roche mère du bassin de Neuquén, et une roche mère de classe mondiale depuis les dix dernières années. Depuis 2010, plusieurs compagnies pétrolières ont installé des milliers de puits dans le cadre de l'exploration et du développement du potentiel pétrolier de Vaca Muerta. La plupart de ces puits sont localisés dans la zone de l'embayment (Figure 103) avec une production initiale de 95 bbl/jour pour les puits horizontaux et de 42 bbl/jour pour les puits verticaux ([Barredo and Stinco, 2013](#); [Romero-Sarmiento et al., 2017](#); [Stinco and Barredo, 2014](#)). En raison de la forte teneur en matière organique, les faciès de pente et de bassin profond sont enclins à être les meilleurs cibles pour l'exploitation en non conventionnels ([Desjardins et al., 2016](#); [Mitchum Jr and Uliana, 1985](#)). En 2016, l'Argentine était le plus grand producteur de gaz et le quatrième producteur de pétrole d'Amérique du Sud (d'après l'examen statistique de BP de la World Energy 2017). Depuis, la production de gaz naturel de l'Argentine ne cesse d'augmenter, et ce en grande partie dû à l'augmentation de la production de gaz de schistes de la Vaca Muerta qui génère en 2019 23% de la production brute totale de gaz naturel de l'Argentine (Figure 106).

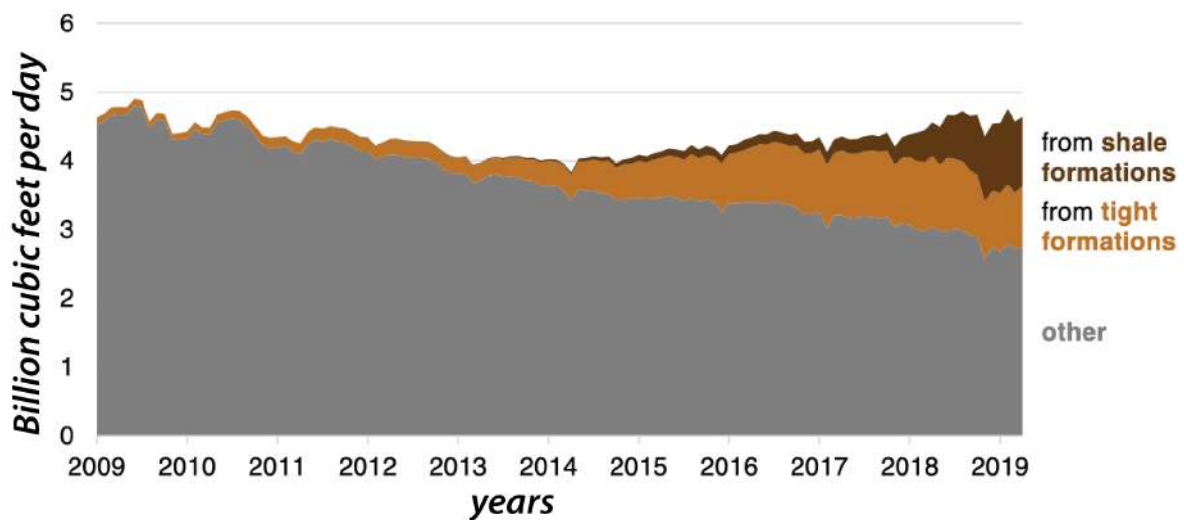


Figure 106: Production de gaz en Argentine en constante augmentation de 2009 à 2019. Source : U.S. Energy Information Administration.

Aujourd'hui, il est théoriquement possible d'y extraire 8,7 milliards de mètres cubes de gaz naturel et de 16 milliards de barils de pétrole et de condensat sur une superficie de 15 000 km<sup>2</sup> ([Barredo and Stinco, 2013](#)). En 2019, seulement 4 % de la superficie de Vaca Muerta est exploitée d'après les études statistiques de l'U.S Energy Information Administration.

Cette expansion de l'exploitation du non-conventionnel demande de nouvelles connaissances géologiques. Ainsi, depuis les années 2010, la formation de la Vaca Muerta suscite un grand intérêt pour la communauté scientifique et l'industrie pétrolière, se traduisant

notamment par de nombreuses études et publications sur ses caractéristiques sédimentaires, structurales, sismiques et géomécaniques. La compagnie Total S.A. ayant des champs pétroliers dans le bassin de Neuquén a mené diverses études, et a notamment financé le projet NatHyF (Natural Hydraulic Fractures) afin de mieux appréhender la mise en place des réseaux de fracturation hydraulique naturelle dans les shales de la Vaca Muerta.





# Chapitre II – Étude de la distribution 1D de la fracturation dans des carottes sédimentaires de subsurface



*Rivière de Loncopué érodant les coulées magmatiques*



# Avant-propos

---

La répartition 1D des beef dans la Vaca Muerta reste actuellement peu discutée et mal contrainte. Certains auteurs ont suggéré que leur localisation n'était pas aléatoire, et que certains paramètres tels que la matière organique pouvaient avoir une influence. Ce deuxième chapitre du manuscrit propose une étude basée sur la description lithologiques et l'étude statistiques des carottes sédimentaires de Vaca Muerta localisées dans l'emplacement du bassin. Le but étant d'identifier les paramètres clefs contrôlant la distribution des beef, nous proposons différentes approches afin de les cerner au mieux.

La première étape fut d'établir un log sédimentaire détaillé sur les 650 mètres de carottes sédimentaires pour un total de 10 puits. Tous les beef ont été comptés et leurs morphologies répertoriées. Suite à cela, nous avons appliqué différentes analyses statistiques afin de faire ressortir certains paramètres sédimentaires et pétrophysique contribuant au contrôle de la répartition des beef.

Les résultats sont présentés sous forme d'un article accepté dans *l'AAPG Bulletin* et s'intitulant « Geological parameters controlling the bedding-parallel veins distribution from Vaca Muerta Formation cored data, Neuquén basin, Argentina. ». Dans une deuxième partie, les données complémentaires illustrent les autres paramètres traités au cours de cette étude. Une synthèse des résultats clefs vient clôturer ce chapitre.



# Geological parameters controlling the bedding-parallel veins distribution from Vaca Muerta Formation cored data, Neuquén basin, Argentina.

---

Salomé Larmier<sup>1,\*</sup>, Alain Zanella<sup>2</sup>, Alain Lejay<sup>3</sup>, Régis Mourgues<sup>2</sup>, François Gelin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>: Géosciences Le Mans, Le Mans Université Avenue Olivier Messiaen, 72085 LE MANS CEDEX 9, France

<sup>2</sup>: Géosciences Le Mans, UMR 6112 CNRS, Le Mans Université Avenue Olivier Messiaen, 72085 LE MANS CEDEX 9, France

<sup>3</sup>: Total S.A., CSTJF Avenue Larribau 64000 PAU, France

\*Corresponding author E-mail : [salome.larmier@gmail.com](mailto:salome.larmier@gmail.com)



## I. Abstract

It is important to understand the occurrence of bedding-parallel veins in the Vaca Muerta Formation as this helps to predict their presence away from well controls so that they can ultimately be incorporated in reservoir simulators and hydraulic fracturing modelers. Given that their occurrence has a significant impact on the propagation of hydraulic fractures, their spatial distribution will help to select sweet spots for unconventional resource development.

In this study, we try to identify the key parameters that control bedding-parallel veins. Therefore, detailed sedimentological core descriptions were performed on 10 different wells, including total organic carbon measurements at a spacing of 0.5 cm and several degrees of maturity varying from 0.7% to 1.8% (Ro). Through a comparison between bedding-parallel vein localization and sedimentological descriptions, we built a statistical method to identify key parameters controlling the localization of such veins within the Vaca Muerta Formation. We show that bedding-parallel veins are primarily located at facies boundaries (70%) rather than in homogeneous facies (30%). The major rheological discontinuities, such as ashbeds and calcitic concretion boundaries, as well as organic-rich facies have a significant impact on the localization of both bedding-parallel veins. The total organic carbon seems to influence the generation of bedding-parallel veins by locating these fractures in organic-rich areas with more than 2% in TOC. We also found a correlation between the degree of maturity of the source rock within a same sequence stratigraphy and i) the number of bedding-parallel veins and ii) the thickness of the bedding-parallel vein; suggesting a strong link between the generation of hydrocarbons during the burial of the rock with the generation and distribution of bedding-parallel veins.

## **II. Introduction**

### **A. Natural hydraulic fractures within source rocks for petroleum: example of BPV**

In sedimentary basins, source rocks are of great interest because of their potential production of hydrocarbons. These rocks are known to be anisotropic, very impermeable and, in a sedimentary sequence, they have a high mechanical discontinuity for fluid migrations. Fluid-rock interactions in these sedimentary formations are still not well known and it seems as though it is of utmost importance to understand them in order to evaluate the migrations within and through these impermeable formations. Occurrences of fluid migrations and natural fluid-assisted fracturing are very common in source rocks. Bedding-parallel veins (BPVs), also called “beef”, are good examples of such geological processes. Historically, Webster (1826) was the first to describe bedding-parallel veins made of fibrous calcite in the Wessex Basin, SW England. Many years later, several reviews demonstrated that these veins are in fact found worldwide, especially in sedimentary basins containing a generative hydrocarbon system ([Cobbold et al., 2013](#); [Gale et al., 2014](#); [Zanella et al., 2020](#)); e.g. the Wessex Basin, England ([Gallois, 2008](#); [Morgans-Bell et al., 2001](#)), the Uintah Basin, U.S.A ([Woodland, 1964](#)) the Junggar Basin, China ([Jiao et al., 2007a](#)), the Paris Basin, France ([Guibal, 1841](#)) and the Neuquén Basin, Argentina ([Parnell et al., 2000](#)). BPVs are known to be composed of fibrous crystals containing either gypsum, calcite or quartz. Nevertheless, some other additional components can be trapped in BPVs such as pyrite grains, shale particles and hydrocarbons (bitumen, oil, gas) ([Cobbold et al., 2013](#)). The growth of the fiber can be i) antitaxial, implying that fibers grow from the center of the vein towards the edges of the veins; ii) syntaxial, implying growth from the edges toward the center of the vein; or iii) ataxial, with fiber growth from one edge to the other ([Hilgers et al., 2001](#); [Lang et al., 1923](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Weger et al., 2019](#)). The center of the vein, i.e., the initial fracture from which the fibers grow, is often characterized by remnants of shales or organic matter and is called the median zone ([Bons et al., 2012](#); [Bons and Montenari, 2005](#); [Durney and Ramsay, 1973](#); [Oliver and Bons, 2001](#)). The aperture of the BPV varies from several millimeters to several decimeters with a length varying from a few centimeters to several hundred meters ([Marshall, 1982](#); [Meng et al., 2018a](#); [Weger et al., 2019](#); [Zanella et al., 2015a](#)).

### **B. What we know about BPV**

In terms of the mechanisms of generation, BPVs are the consequence of two stages: i) the generation of the initial fracture and ii) the filling of the fracture ([Zanella et al., 2015a](#); [Zanella et al., 2020](#)). Among the possible initial fracturing mechanisms are fluid overpressure

([Cobbold and Rodrigues, 2007](#)), load transfer during chemical compaction ([Swarbrick et al., 2001](#)) as well as horizontal tectonic stress observed in foreland or inverted basins ([Meng et al., 2017b](#); [Ukar et al., 2017b](#); [Zanella et al., 2020](#)). According to some authors, fluid overpressure may be a major parameter, especially in organic-rich shale where abnormal fluid pressure can result from hydrocarbon generation and clay water expulsion ([Swarbrick et al., 2001](#); [Zanella et al., 2014a](#); [Zanella et al., 2015b](#)). With regards to the continuation of the fracture opening, some authors also suggest that the force of crystallization plays a role ([Bons, 2001a](#); [Bons, 2000](#); [Bons and Jessell, 1997](#); [Bons and Montenari, 2005](#); [Fisher and Brantley, 1992b](#); [Hilgers et al., 2001](#); [Hilgers and Urai, 2005](#); [Means and Li, 2001](#); [Wiltschko and Morse, 2001](#)). For calcite filled fractures, previous studies, especially those focused on  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , have shown that calcitic fluids come from very local sources, typically from the host rock itself ([Bilbao, 2016](#); [Eberli et al., 2017](#); [Luan et al., 2019](#); [Meng et al., 2017a](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Rodrigues, 2008](#); [Weger et al., 2019](#)). In this case, calcite mobilization occurs at temperatures ranging from 70°C to 150°C ([Cobbold et al., 2013](#); [Fall, 2017](#); [Rodrigues, 2008](#); [Wang et al., 2018](#)). Several authors have correlated these temperatures with those involved during the generation and migration of hydrocarbons and concluded that the timing of the BVP formation is synchronous with the generation and/or migration of hydrocarbons ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Zanella, 2013](#); [Zanella et al., 2014a](#)). The BPVs in the Vaca Muerta Formation (VMF) is known to be one of the main fracture barrier with clayey ashes for the development of hydraulic fracturing in exploitation ([Cruz et al., 2017](#); [Varela et al., 2016](#)). In order to increase well productivity, it is critically important to optimize the reservoir drainage area by continuously improving the treatment and planning of hydraulic fracking ([Casala et al., 2019](#)) with respect of the heterogeneity distribution including the BPV.

### C. Aim of the study

In order to i) better understand the occurrence of natural fluid-assisted fractures, such as BPVs, in a source rock and to ii) constrain the possible mechanisms controlling their formation and localization as well as the geometry of the fracturing network, the vertical distribution of BPVs were analyzed in cores from the Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina), chosen to be representative of a wide maturity range. The study is based on a large variety of data such as Rock-Eval data, high resolution total organic carbon (TOC) acquisitions (0.5 cm spacing) and thermal maturity. The detailed core descriptions enable us to characterize the BPV from several hundred meters of cores. This data set allowed us to investigate key parameters involved in BPV distribution through a statistical approach.

### III. Geological setting

#### A. Structural geology: the Neuquén Basin

The Neuquén basin is located in western Argentina and is part of the foothills of the Andes, between latitudes 36°S and 40°S in northern Patagonia (Figure 107 A). The tectono-sedimentary history of the basin can be summarized in four major stages (Figure 107 B)

- i) In the Paleozoic, the crustal margin became thicker due to accretions in the occidental margin of the Gondwanian continent ([Howell et al., 2005](#)). A large number of granitic and volcanoclastic rocks were succeeded during this period ([Quenardelle and Ramos, 1999](#); [Rapela et al., 1998](#)).
- ii) During the late Triassic, the rifting associated with the opening of Gondwana was characterized by an extensional tectonic regime with a large transcurrent fault system that controlled the isolated depocenter with continental deposits of the Precuyo Group ([Giambiagi et al., 2008](#); [Maceda and Figueroa, 1993](#); [Vergani et al., 1995](#)).
- iii) From the Early Jurassic to Late Cretaceous, the Neuquén Basin became a back-arc basin characterized by thermal subsidence ([Vergani et al., 1995](#)). Continental and marine siliciclastic, carbonates and evaporitic sediments were filling the depocenters ([Legarreta et al., 1993](#); [Legarreta and Uliana, 1999](#); [Stipanovic, 1966](#)).
- iv) Starting from the Late Cretaceous and continuing through the Cenozoic, the tectonic regime was a succession of periods of contraction and extension ([Ramos and Folguera, 2005](#); [Vergani et al., 1995](#)). Series of fold and thrust belts were established during this period (Aconcagua, Marlargüe and Agrio fold and thrust belts) and are outcropping in the Andean Mountains ([Ramos and Folguera, 2005](#); [Ramos and Kay, 2006](#)). Continental and volcanoclastic deposits are associated with this foreland basin and are delimited by the main orogenic stages ([Legarreta and Uliana, 1996a](#); [Legarreta and Uliana, 1999](#)). All of the sedimentary series are represented in the basin stratigraphic column of the general simplified log of the Neuquén Basin in (Figure 107 B).



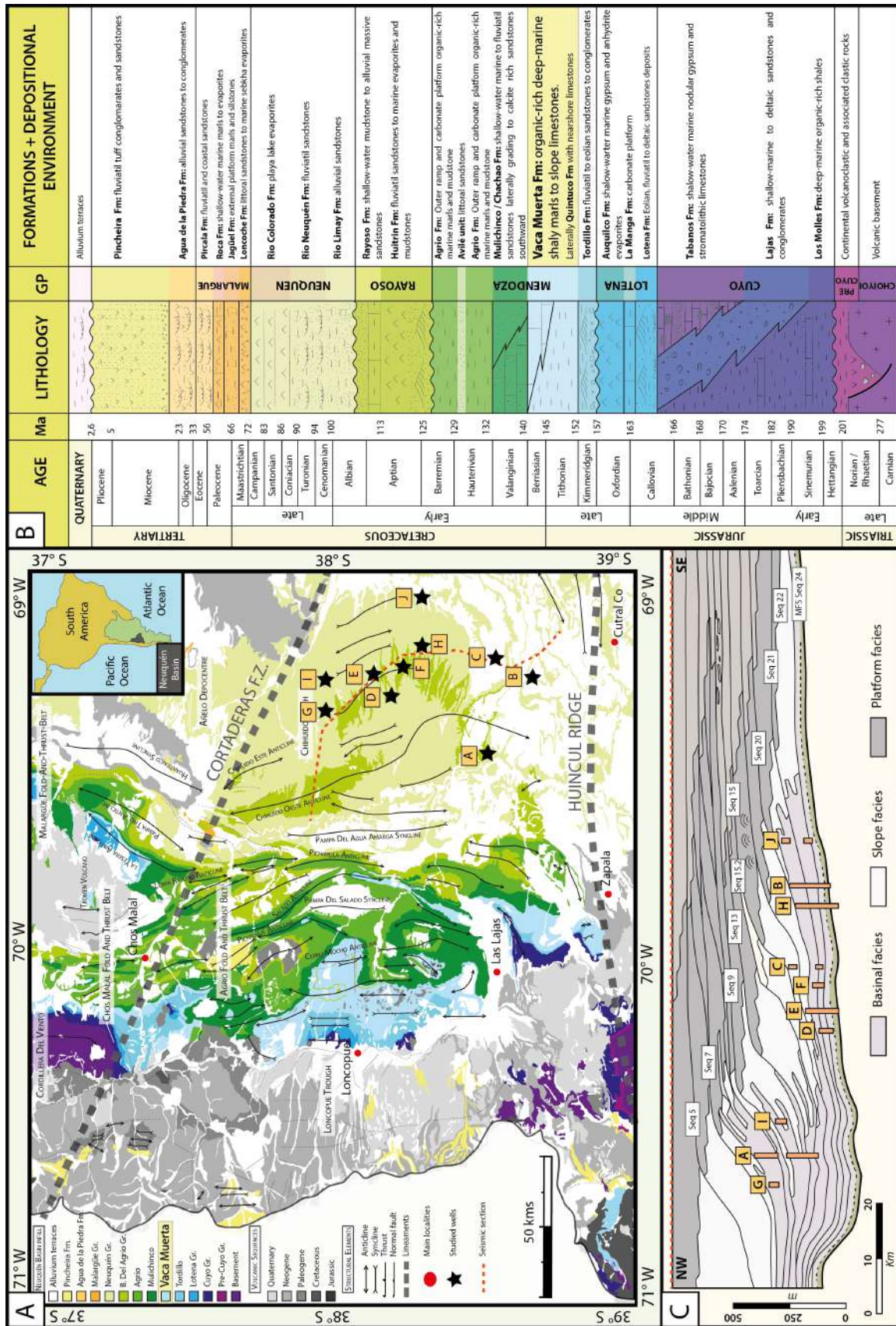


Figure 107 : Geology of the Neuquén Basin, Argentina. A. Geological map of the Neuquén Basin with the VMF outcrops (light blue) along the fold and thrust belt of the Andes. Studied cores are represented by black stars. Location of the seismic transect is in red dotted lines. Modified after internal report. B. General synthesized log of the Neuquén Basin stratigraphic column. The Vaca Muerta Formation is highlighted. C. Seismic transect of the Vaca Muerta clinoforms with the location of the 10 studied cores Modified after Pose et al., 2014.

## B. The Vaca Muerta Formation

The Neuquén Basin is characterized by an active petroleum system with three main source rocks: the Los Molles Fm of the Early Hettangian to Aalenian ([Cecioni and Westermann, 1968](#)), the Vaca Muerta Fm (VMF) of the Tithonian to Early Valanginian ([Howell et al., 2005](#); [Leanza and Hugo, 1977](#); [Legarreta and Gulisano, 1989](#); [Spalletti et al., 2000](#)) and the Agrio Fm of the Upper Valanginian to Lower Barremian ([Lazo et al., 2005](#); [Weaver, 1931](#)) (Figure 107 B). The VMF, introduced by Weaver (1931) and composed of deep-marine rich-organic mudstones, represents the best source rock due to its high organic matter content in a mature environment ([Cruz et al., 1996](#); [Urien and Zambrano, 1994](#); [Villar et al., 2005](#)); it outcrops along the fold and thrust belts, especially at the center of the anticlines. The name “Vaca Muerta” was given in reference to a local homonymous mountain range located in the central part of the basin: the Sierra de Vaca Muerta ([Weaver, 1931](#)). The VMF is characterized by a basal transgressive stage occurring above the Tordillo Fm during the Tithonian. This regional deepening event in the basin is associated with organic-rich black shales interbedded with dolomitic rich limestones, volcanic deposits (ashbeds) and abundant calcitic concretions ([Kietzmann et al., 2014c](#); [Legarreta et al., 1981](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Rutman et al., 2017](#)). The VMF was deposited under shallow to moderate water depth in the southern part of the basin, and under moderate water depth in a slowly submerging embayment in the northern part of the basin. The thickness of the VMF and the overlying Quintuco Formations varies from 30 m at the edges of the basin to 1200 m in the depocenters ([Leanza et al., 1973](#)). In our subsurface study area (located in the so-called embayment), the VMF consists of a succession of prograding sequences ([Fantin et al., 2014](#); [Mitchum Jr and Uliana, 1985](#); [Mitchum and Uliana, 1982](#); [Pose et al., 2014](#); [Reijnenstein et al., 2015](#)), where sequence 9 records a larger transgressive phase which implies the superposition of lower and upper VMF for a total thickness of nearly 500 meters of source rock (Figure 107 C) ([Fantin et al., 2014](#); [Krim, 2015](#); [Pose et al., 2014](#)).

The maturity of the source rock seems to increase by getting closer to the frontal thrust due to a stronger burial than the distal part of the foreland basin (forebulge) ([Cruz et al., 1996](#); [Villar et al., 2005](#)). The kerogen is typical of a marine origin (type II) ([Parnell and Carey, 1995](#)) with a high initial hydrogen index (HI) ([Elias and Gelin, 2016](#)). The base of the VMF (also called hot shales or kitchen) has the highest TOC values reaching 10-12% with an average of 4%, while the upper section contains lower TOC values at around 2% ([Eberli et al., 2017](#); [Villar et al., 2005](#)). The studied area is representative of a large maturity window from the oil window to the dry gas window, with associated vitrinite reflectance values (VRoEq) ranging approximately from 0.7% to 1.8% ([Elias and Gelin, 2016](#)). The timing of the hydrocarbon generation is estimated to be from the Middle Cretaceous to the Eocene depending on the locality in the basin ([Cruz et al., 1996](#); [Omil et al., 2014](#); [Ukar et al., 2019b](#); [Zapata et al., 1999](#)).



Magmatic intrusions and provinces are common in the basin ([Fantin et al., 2014](#); [Spacapan et al., 2018](#); [Witte et al., 2012](#)). Thus, several authors have proposed that the maturity of the VMF

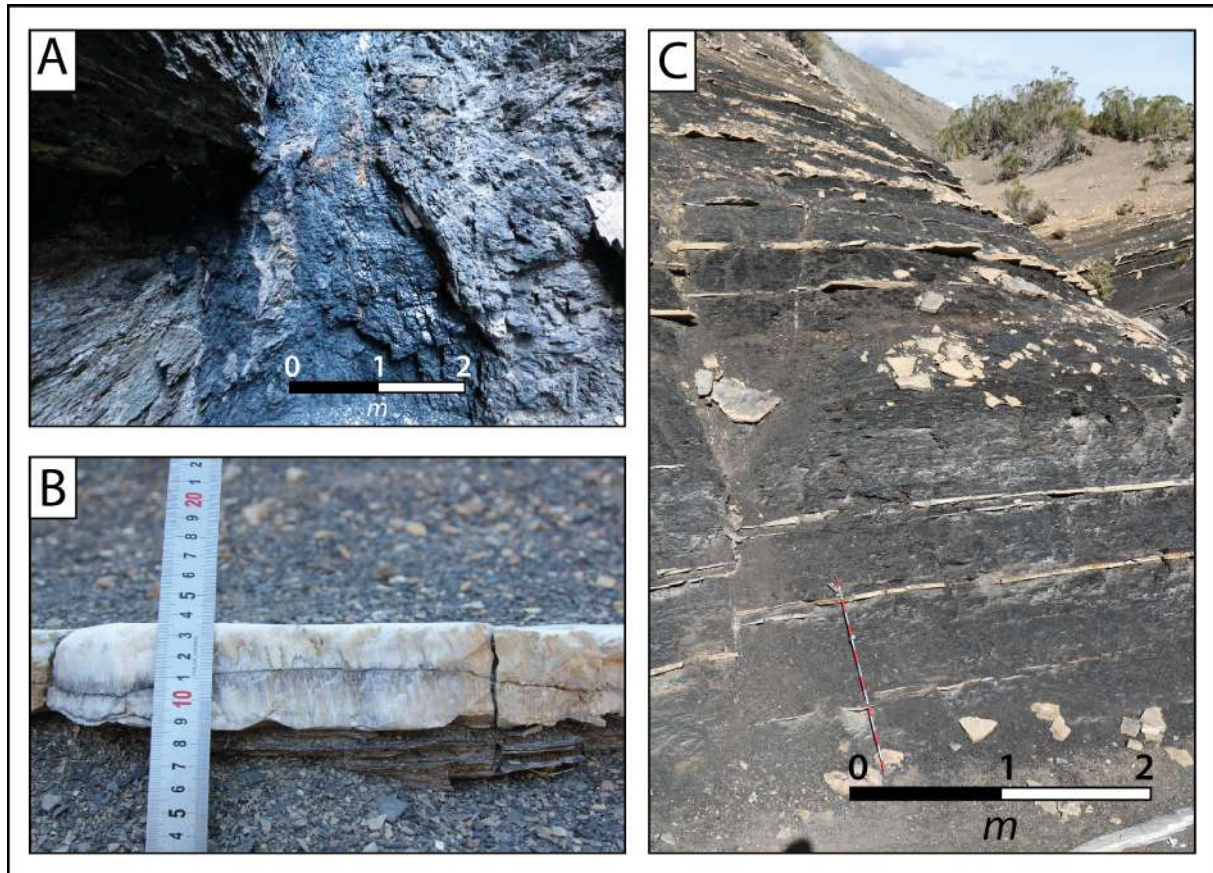


Figure 108 : Example of natural fluid-assisted fracturing within the Vaca Muerta Fm. A. Bitumen vein from the old mine of Puerta Curaco located in the central part of the Neuquén Basin along the Chos Malal fold and thrust belt (Latitude 37°36'34"S Longitude 69°96'00"W). B. Typical fibrous structure for a BPV in the VMF of the Huncal outcrop. The median zone is clearly visible at the center of the vein. C. Photograph of the Huncal outcrop located in the Western Agrio Fold-and-Thrust belt in the Cerro Mocho area (Latitude 38° 7'5.95"S, Longitude 70°24'11.63"W).

may be affected by local strong heating and in some cases may drive the generation of bitumen veins (Figure 108 A) and BPV (Figure 108 B and C) ([Borrello, 1956](#); [Cobbold et al., 2013](#); [Groeber, 1923](#); [Meyerhoff, 1948](#); [Zanella et al., 2014a](#); [Zanella et al., 2015b](#)).

## C. BPV in VMF

### 1. BPV location in the basin

Very common throughout the basin, BPVs have been known to occur in the VMF for a long time now ([Leanza et al., 1973](#)). However, BPVs are only observed in various organic-rich shales, i.e. the three potential source rocks of the Neuquén Basin; such as in i) the overmature Los Molles Fm ([Cobbold et al., 2013](#)), ii) the mature VMF ([Rodrigues et al., 2009b](#)) (Figure 108 B

and C) and iii) the immature Agrio Fm ([Cobbold et al., 2013](#)). The vast majority of BPVs are observed in the VMF.

## 2. PBV composition

BPVs are mainly composed of fibrous calcite crystals in the VMF. Other generations of beef contain gypsum ([Cobbold et al., 2013](#)). Some shale particles trapped inside fibers, pyrite grains and hydrocarbons (bitumen, oil, gas) are also described. BPVs are especially encountered and studied in the Vaca Muerta fold and thrust belt ([Ukar et al., 2017a](#); [Weger et al., 2019](#)) (Figure 107) but they are also present further east of the foreland basin, in the embayment zone, as assessed by subsurface cores.

## 3. BPV distribution

Based on field work in the Sierra de Vaca Muerta, Rodrigues et al. (2009) were the first to describe the BPV in detail as well as its distribution in the VMF. These authors concluded that BPVs represent approximately 10%, by volume, of the total rock locally on the Huncal outcrop. Several authors have provided data that indicate much higher levels of TOC in the lower part of the VMF when compared to the upper portion ([Cruz et al., 1996](#); [Kozłowski et al., 1997](#); [Stinco and Mosquera, 2003](#); [Villar et al., 1993](#); [Weger et al., 2019](#)). More specifically, in their study, Weger et al. (2019) concluded that there is a low correlation coefficient between the TOC and the BPV distribution. These data are supported by a large set of samples (~2500 samples). Several authors have argued that the calcite-rich fluid responsible for the mineralization had a local origin from the shale matrix of the VMF ([Eberli et al., 2017](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Weger et al., 2019](#)).

## 4. The recording of BPV

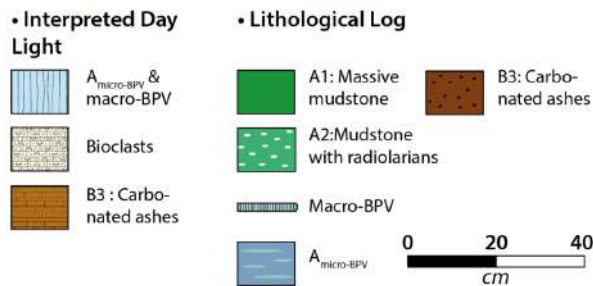
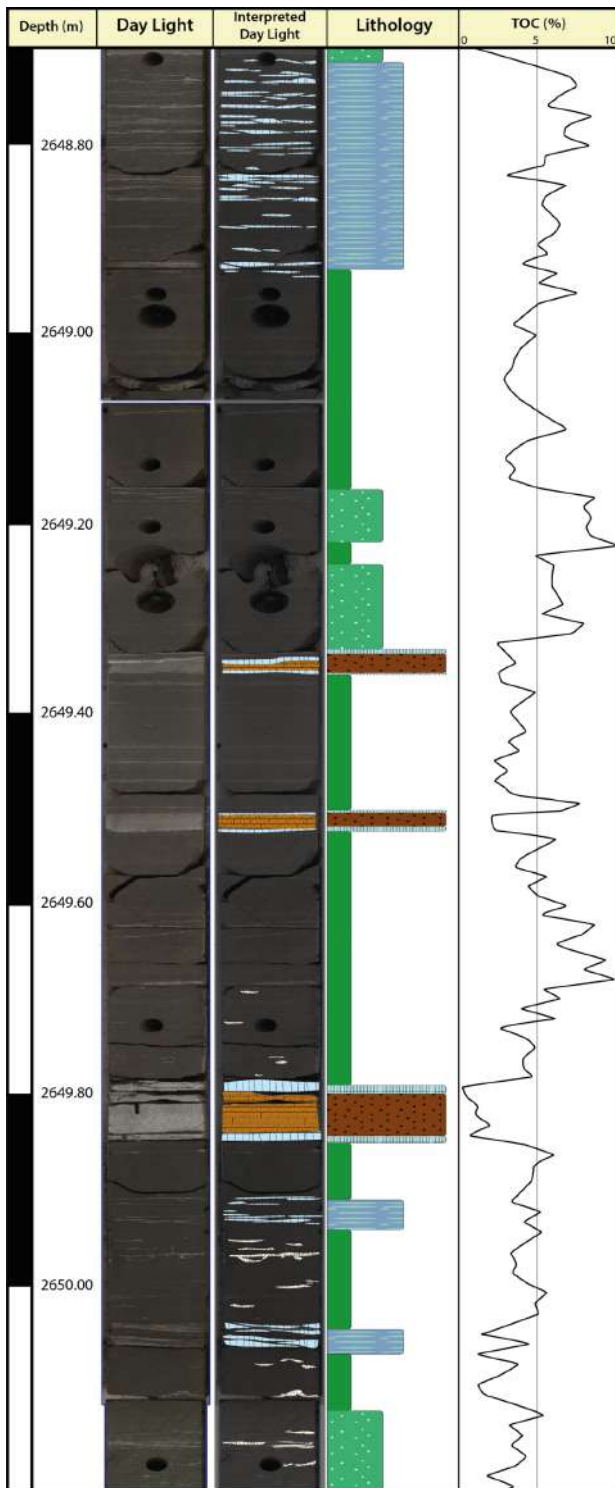
Depending on the study area, previous studies have displayed temperatures from clumped isotopes around 100°C in the Puerta Curaco area ([Eberli et al., 2017](#); [Weger et al., 2019](#)) and up to 159°C with a fluid inclusion analysis in the Arroyo Mulinchinco area ([Fall, 2017](#); [Rodrigues et al., 2009b](#)), implying a potential link with maturity as suggested in previous studies ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Zanella et al., 2015a](#)). To estimate the timing of the BPV generation, several authors have studied structural criteria on the veins. The syn-tectonic growth of fibers and domal structures demonstrated that BPV generation is synchronous with the shortening of the basin ([Branellec et al., 2016](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Ukar et al., 2017b](#)). Nevertheless, BPVs do not result in only one phase of growth. The internal structures indicate that these veins were generated in several opening and crystallization phases ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Ukar et al., 2017a](#)) as shown by the deformations recorded by the calcitic fibers. Thus, Weger et al. (2018) and Ukar et al. (2019) suggest that the best period of formation

occurred from 80 Ma to 5 Ma. In some areas of the VMF near large magmatic provinces, Zanella et al. (2015a) demonstrated that some BPVs are synchronous with the formation of bitumen veins. Therefore, these authors showed that both bitumen and calcitic veins (BPVs) are the consequence of magmatic intrusions dated as Mid-Miocene that locally heated the surrounding rock and enabled local maturation ([Spacapan et al., 2018](#)) which involved fluid overpressure and therefore the formation of BPVs.

## **IV. Methodology and Data**

Our study is based on cores from 10 wells located on TOTAL S.A. assets. These wells, located in the eastern part of the basin, in the embayment zone (black stars on Figure 107 A), are representative of a wide maturity range from 0.73% to 1.8 % VRoeq. As illustrated in Figure 1C where the wells are projected onto this SE-NW cross-section, the cores cut between 2500 m to 3500 m deep over 18 m to 113 m of VMF intervals, amount to a total cumulative thickness of approximately 603 meters. The cores are representative of all of the VMF sequences even though they are not cut continuously through these representative intervals. The cross-section displayed in Figure 107 C, modified from Pose et al. (2014), illustrates the prograding pattern of the Vaca Muerta–Quintuco system punctuated by transgressions leading to the development of organic-rich facies developed at the toe of the platform ramp. However, the cores are spatially distributed over a wide area and defined facies may reflect different sedimentary outputs in the basin. Therefore, even though these cores represent an important database for the study of BPVs, some facies are underrepresented while others are overrepresented. The first task consisted of reviewing, at a higher resolution, the existing core description ([Mathieu et al., 2016](#)) drawn in a core description software (WellCAD™) that was used to export all of the data into excel in order to perform statistical analyses. All BPVs were incorporated into the core descriptions and certain facies limits were drawn more accurately (Figure 109, in the “interpreted daylight” column). In order to update the core descriptions, 3D X-ray scanner and UV light images were used. The latter images can be used to distinguish BPVs (green under UV excitation) and ashbed layers (yellow to orange under UV excitation). For all BPVs, geometrical criteria such as length, thickness and continuity were measured. At the same time, each core was thoroughly analyzed based on the same acquisition workflow, such as (non-exhaustive):

- Core CT scan, core Spectral GR and density.
- Quantitative mineralogy ([Fialips et al., 2013](#)) including thin sections and SEM studies.
- Petrophysical and geomechanical acquisitions.
- Organic geochemistry including a maturity assessment, Rock-Eval analysis (1 m spacing) along with the TOC, Hydrogen Index (HI) and Oxygen Index (OI) ([Espitalié et al., 1977](#)).



- For three gas well cores, the Laser Induced Pyrolysis System (LIPS) was used to take high-resolution TOC measurements at a resolution of 0.5 cm (Dessort et al., 2012). The LIPS, calibrated using Rock-Eval data, performs a semi-automatic high-resolution acquisition (centimetric or sub-centimetric) of the TOC on the cores. The results can be expressed as a semi-continuous log of the TOC.

Figure 109 shows an example of a core description with i) the daylight imaging, ii) the interpreted daylight showing all of the details for iii) the lithological log performed and iv) the TOC acquired with the LIPS method at a 0.5 cm spacing-resolution.

In order to find potential links between the BPVs and certain host rock properties, we summarized all this information in lithological logs for the 10 studied wells containing all the data used for our statistical analysis.

Figure 109: Lithological log on WellCadTM with its associated daylight, interpreted daylight, the lithological log and the TOC curves acquired by the LIPS method. The TOC curve shows that macro-BPV and micro-BPV are often localized in high TOC areas.



## V. Results

### A. Facies description

Following the work of Mathieu et al. (2016), our updated core descriptions comprise 10 different facies grouped in three main categories: i) the matrix facies which corresponds to distal marine facies and ii) the sedimentary heterogeneities and iii) the fracture facies: mudstones with micro-beef, already described by Hernandez (2016) on other cores and BPVs (see the general classification on Figure 110 A).

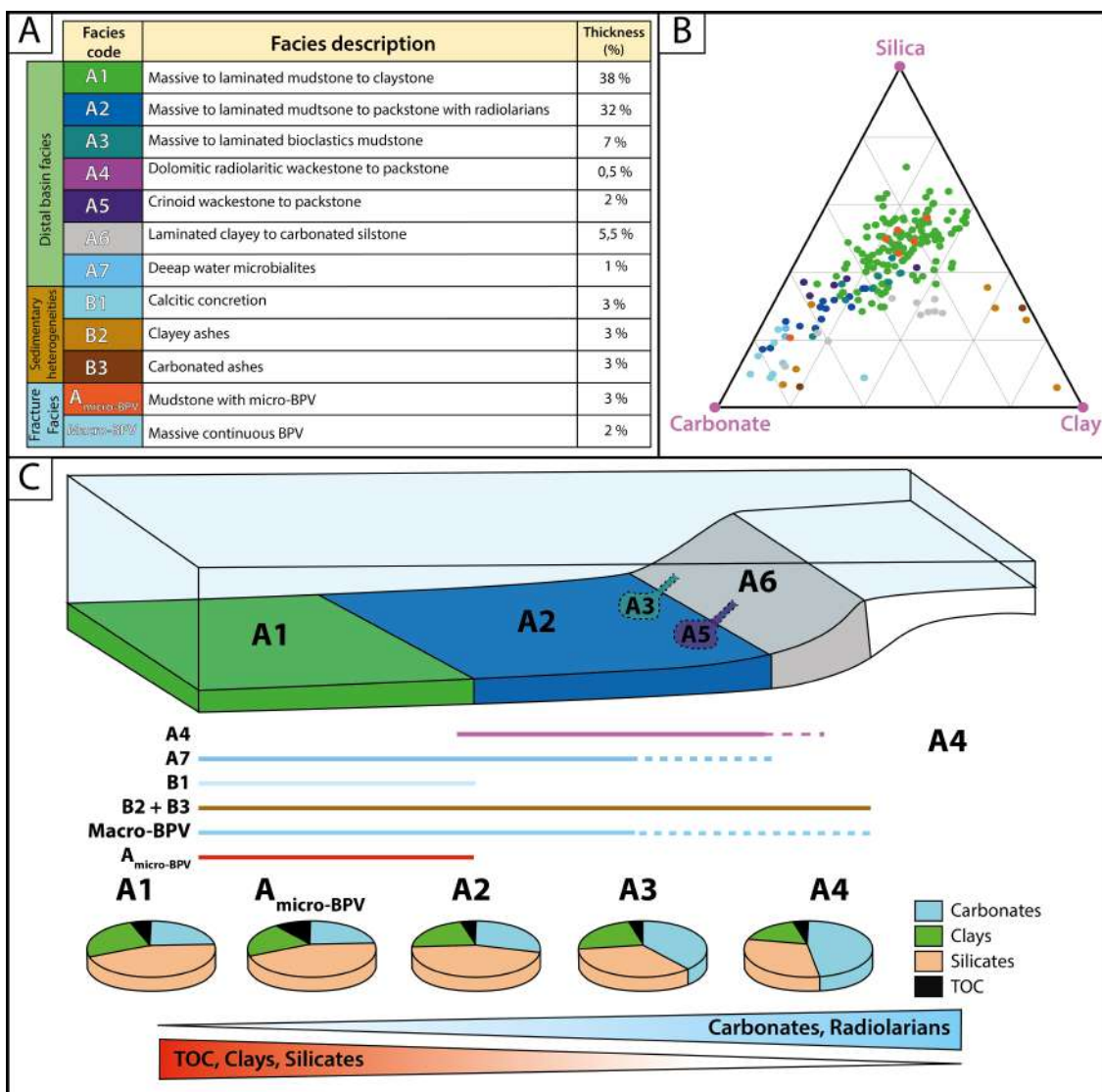


Figure 110 : General facies nomenclature in cores of the VMF. B: Ternary diagram with the three main families of lithology from all wells color coded by facies. The ternary diagram illustrates that the Vaca Muerta Fm has maximum 40% of clays and varying proportions of carbonates and silicates as a function of the facies (modified from Mathieu et al., 2016). C. Vaca Muerta – Quintuco formations sedimentary facies model: basin to platform facies distribution (modified after Lejay et al., 2018). From proximal to the distal part of the basin, one observes a decrease of carbonate component and an increase of silicas and clays. The TOC is also higher towards the basin center, away from the ramp of the platform

The mineralogical contents are plotted in a ternary diagram in which the poles correspond to carbonates (calcite and dolomite), silicates (quartz and feldspars) and clays (Figure 110 B). The dots illustrate that the main matrix facies (green and blue) are relatively poor in clays (maximum 40%) with varying carbonate and silicate contents in the range of 30-40% on average.

The main characteristics of the facies are detailed below (Figure 110 C) ([Lejay et al., 2018](#)):

## 1. The distal basin facies

Highlighted in green and blue on Figure 110 and representing 86% of the total thickness of our cores (Table 1). The mineralogical content (excluding TOC) of these facies varies from 5% to 55% for carbonates, from 30% to 70% for silica and between 40% and 90% for clay (Figure 110 B).

Table 1: Data used for statistical analysis

Wells	Cumulative thickness (m)	Cumulative thickness of deepwater facies (m)	Cumulative thickness of sedimentary heterogeneities (m)	Cumulative thickness of A micro BPV and BPV (m)	Number of interfaces
A	138.03	126.11	8.14	3.78	1441
B	103.04	89.86	10.61	2.58	2040
C	28.53	26.63	1.67	0.23	376
D	28.25	25.18	2.41	0.66	550
E	99.96	86.36	11.49	2.11	2451
F	31.00	27.80	2.78	0.41	522
G	12.49	11.36	1.03	0.10	121
H	114.98	100.74	11.80	2.44	2304
I	23.43	21.87	0.83	0.74	313
J	23.45	21.41	1.84	0.21	245
Total	603.16	537.30	52.60	13.25	10363

- A1: the most distal facies corresponds to an illitic black to dark grey mudstone that is sometimes dolomitized (especially at the base of the VMF) with relatively low carbonate content (<25%), rare bioclasts, and a relatively low amount of calcitized radiolarians and ammonites. This distal facies has the highest TOC content.
- A2: deposited from the distal part of the basin to the base of the platform slope, these two facies contain an increasing number of radiolarians going along with an increase of carbonates in proximal areas (up to 50%). In reality, the TOC decreases from A1 to A2.
- A4 includes the dolomitized facies A1 and especially A2.



- A3 and A5: these are anecdotal remobilized deposits from the platform, most probably under storm-generated currents (Figure 110 C). A3, common throughout the base to the top of the VMF, contains a larger amount of shell clasts. A5 is typical of the top of the sequences. It is a greyish mudstone to wackestone which contains a larger number of crinoids (planktonic *Saccocoma*). These two facies concentrate the organic matter and are richer in TOC than facies A2.
- A6: this corresponds to heterolytic laminated mudstones and siltstones showing millimetric alternations of muddy and silty layers often affected by slope destabilization structures. It characterizes the slope facies (Figure 110 C) and seems to correspond to the higher energy facies observed on cores.
- A7: these are microbialite bindstones. They correspond to carbonated bioconstructions mainly located in the transgressive hot shales of the VMF (Figure 110 C) ([Capelli et al., 2018](#); [Kietzmann et al., 2014a](#); [Kietzmann et al., 2014c](#); [Mathieu et al., 2016](#)). Microbialites display a millimetric-scale succession of microbial drapes interfingering with millimetric carbonated layers.

## 2. The sedimentary heterogeneities

They represent up to 9% of the total cored thickness (Figure 110 A; Table 1).

- B1: these are the calcitic concretions interpreted as early diagenetic processes during shallow burial. Nodules are generally initiated by a nucleus as a trigger such as bioclasts ([Leanza et al., 2001](#); [Marshall, 1982](#); [Rodrigues et al., 2009b](#)). They are particularly developed at the base of the VMF, in the so called “kitchen” or associated to high frequency transgressive events.
- B2 & B3: they correspond to volcanic deposits, clay rich (B2) and carbonated volcanic ashes (B3). The volcano-clastic materials or ashbeds are deposited intermittently during eruptions throughout the VMF deposition period. It is possible to observe fining-upward trends with a normal grading, probably related to the settling of the elements in the water column. The basal contact is always sharp whereas the topmost part of the layer is generally transitional ([Mathieu et al., 2016](#); [Rutman et al., 2017](#)).

## 3. The fracture facies

They are highlighted in blue on the Figure 110 and representing 5% of the total thickness of our cores. Two different facies are distinguished: i)  $A_{\text{micro-BPV}}$ , which is a typical A1 mudstone

with many lenticular micro-BPV (Figure 111 A), and ii) macro-BPV which are the bedding-parallel fibrous veins cross-cutting the entire diameter of the core (Figure 111 B & C).

- $A_{\text{micro-BPV}}$ : the micro-beef facies corresponds to intervals rich in micro-beef from a few cm to maximum 20 cm in general and associated with facies A1. These micro-beef form calcitic lenses, usually no more than a centimeter thick, and a few centimeters in length and never cross-cut the entire average diameter of the core (>6 cm in general). A median zone is not always clearly visible which indicates that crystal growth is often ataxial. Calcite composing these veins can be fibrous or equant, depending on the thickness of the vein. Indeed, we noticed that thickest micro-BPV are composed of fibrous calcite and that the thinnest micro-BPV area contains both equant and fibrous calcite minerals. The distribution of the micro-BPV into the facies is very complex, showing sigmoidal and anastomosing structures. In many cases, we observed “en-échelon” structures. Hernandez (2016) already observed this difference in terms of the internal calcite structure within BPVs of a VMF core from the lower Vaca Muerta interval ([Hernández Bilbao, 2016](#)).  $A_{\text{micro-BPV}}$  represents almost 3% of our core database.

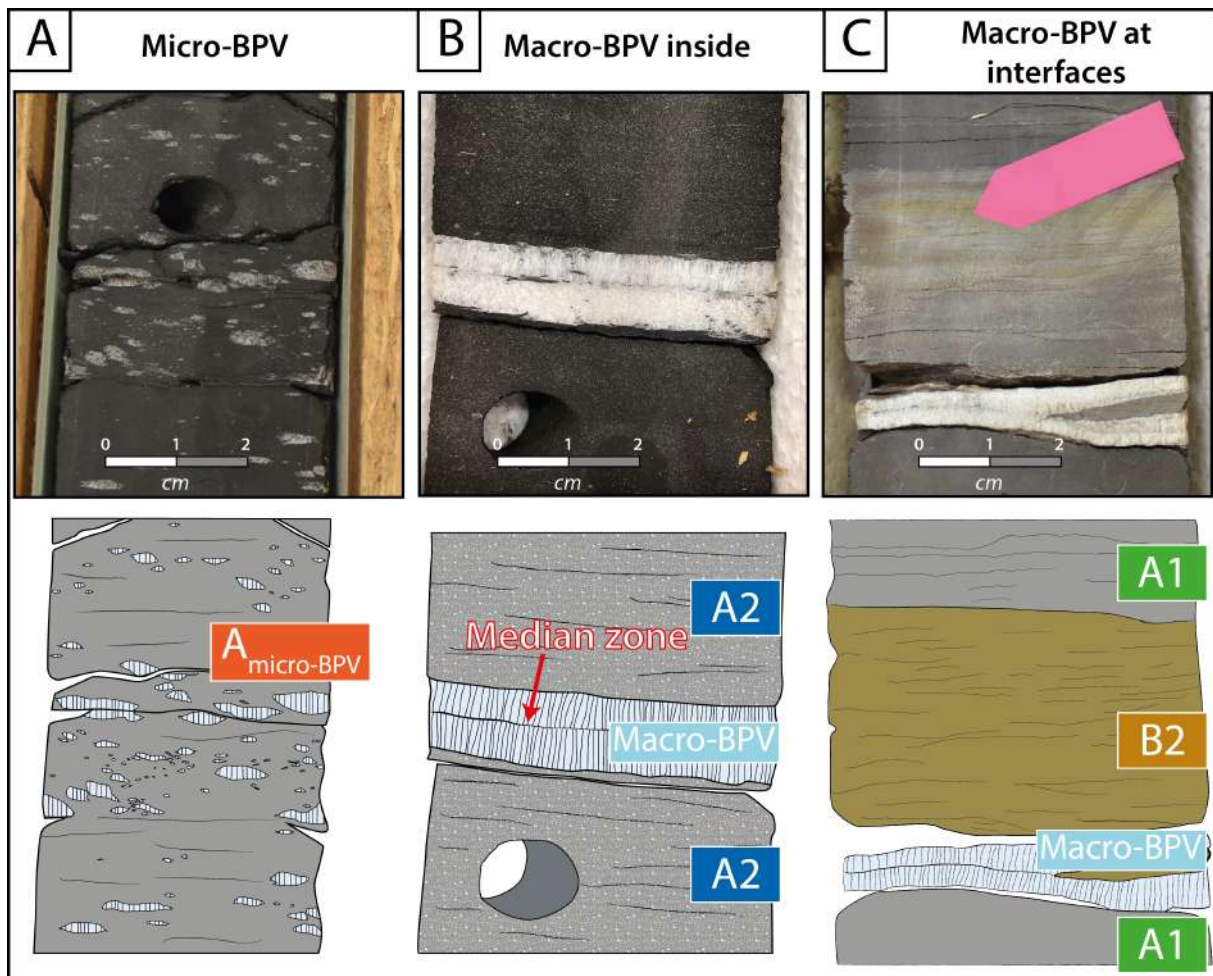


Figure 111 : Photography and interpreted drawing of the three types of BPV identified on cores. A. Micro-BPV with a lenticular shape in A1 facies. B. “macro-BPV inside” the lithological facies A2. C. “macro-BPV at interfaces” localized between a clayey ashbed (B2) and a Table 1 mudstone A1.

- Macro-BPV: this corresponds to the second fracture facies characterized by massive and continuous veins, at least wider than the core diameter. In most of the macro-BPVs, the median zone location varies with respect to the center of the vein (Figure 111 B and C). Frequently, a black line marks the median zone. This line is composed of shales and/or bitumen. In few cases, some macro-BPVs do not show a median zone. In this kind of macro-BPV, fibers seem to have grown from one edge to another in an ataxial manner. As previously observed by several authors ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Ukar et al., 2017a](#); [Zanella et al., 2015b](#)), different growth phases are observed based on thin section and core macro-facies analysis (Figure 111). Some of them show fibers perpendicular to the edges of the vein, indicating that they are formed by a pure tensile opening mode. Some others show oblique to sigmoidal fibers that record the tectonic shortening during their growth ([Bons and Montenari, 2005](#); [Meng et al., 2018a](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Ukar et al., 2017a](#)). With a variable macro-BPV density within the 603 m of cores, 1956 macro-BPV were counted (Table 1).

## B. BPV distribution

We observed that macro-BPVs are localized in facies or at boundaries between facies (Figure 111). Thus, we established two main families of macro-BPVs: (i) "macro-BPVs inside", which refers to macro-BPVs localized within sedimentological facies (Figure 111 B) and (ii) "macro-BPVs at interfaces" which refers to macro-BPVs localized at boundaries between two facies (Figure 111 C).

Figure 109 shows a typical section of the 603 m log performed, with the core daylight photo, an interpretation of the core daylight photo, the lithological log and then, in black, the TOC curve. One observation from this example is that macro-BPVs are often in contact with ashbeds. All of the macro-BPVs located at the interfaces of distal basin facies and/or sedimentary heterogeneities facies described in Figure 4A have been classified from "macro-BPVs at interfaces". These "macro-BPVs at interfaces" seem to be located in medium to high TOC areas (excluding the low TOC within the ashbeds). However, as illustrated on Figure 109, facies  $A_{\text{micro-BPV}}$  seems to be located with TOC peaks.

## C. "macro-BPV at interfaces"

By analyzing the 1956 macro-BPVs and the 10363 interfaces between the facies present in all the cores, we show with Figure 6 that "macro-BPVs at interfaces" (purple columns) are more

abundant in each well than “macro-BPVs inside” (pink columns). Their proportion ranges between 57% (well I, Figure 112) and 85% (well F, Figure 112). On average, “macro-BPVs at interfaces” represent 70% of the total macro-BPVs.

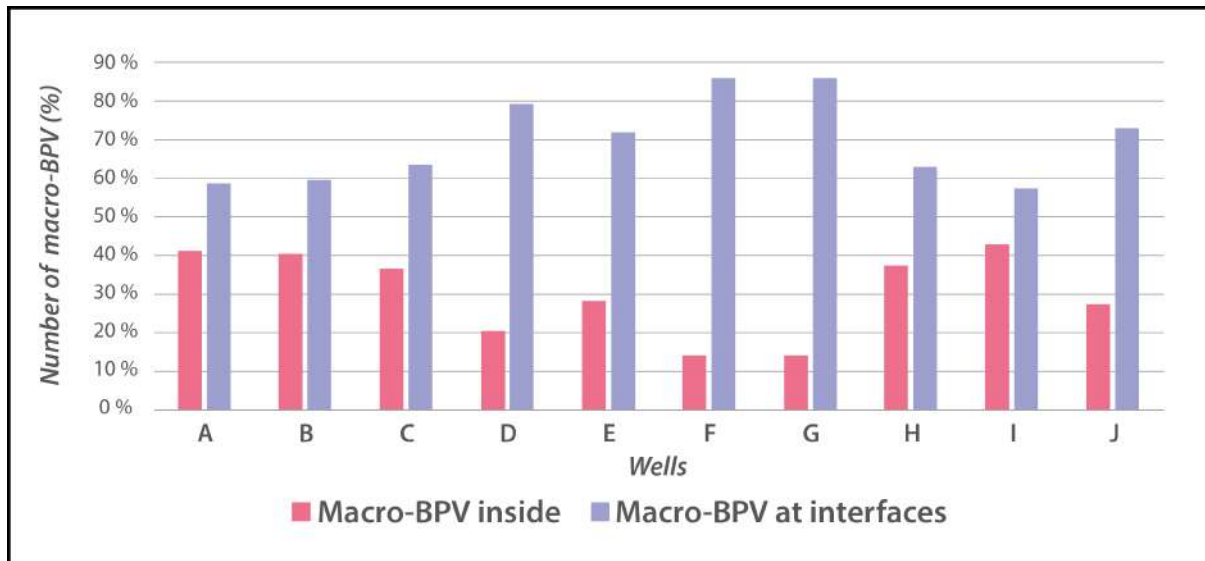


Figure 112 : Macro-BPV distribution for each well, in pink “macro-BPV inside” and in violet “macro-BPV at interfaces”. Wells are named from A to J and also represent a growing degree of maturity from A to J.

Surprisingly, the proportion of “macro-BPVs at interfaces” is not related to the total number of interfaces per meter (Figure 113 A). However this proportion is controlled by the number of interfaces with sedimentary heterogeneities (B1 to B3) in the core (Figure 113 B). Figure 7C confirms the importance of sedimentary heterogeneities in the formation of “macro-BPVs at interfaces”; 90% of the “macro-BPVs at interfaces” are in contact with nodules (facies B1) or ashbeds (B2-B3) (Figure 113 C). More precisely, ashbeds concentrate 64% of the “macro-BPVs at interfaces”, thus, around 45% of the total amount of macro-BPVs in all of the cores. Conversely, the interfaces between two sedimentary facies (facies A) do not seem to have any influence on the formation of “macro-BPVs at interfaces”.

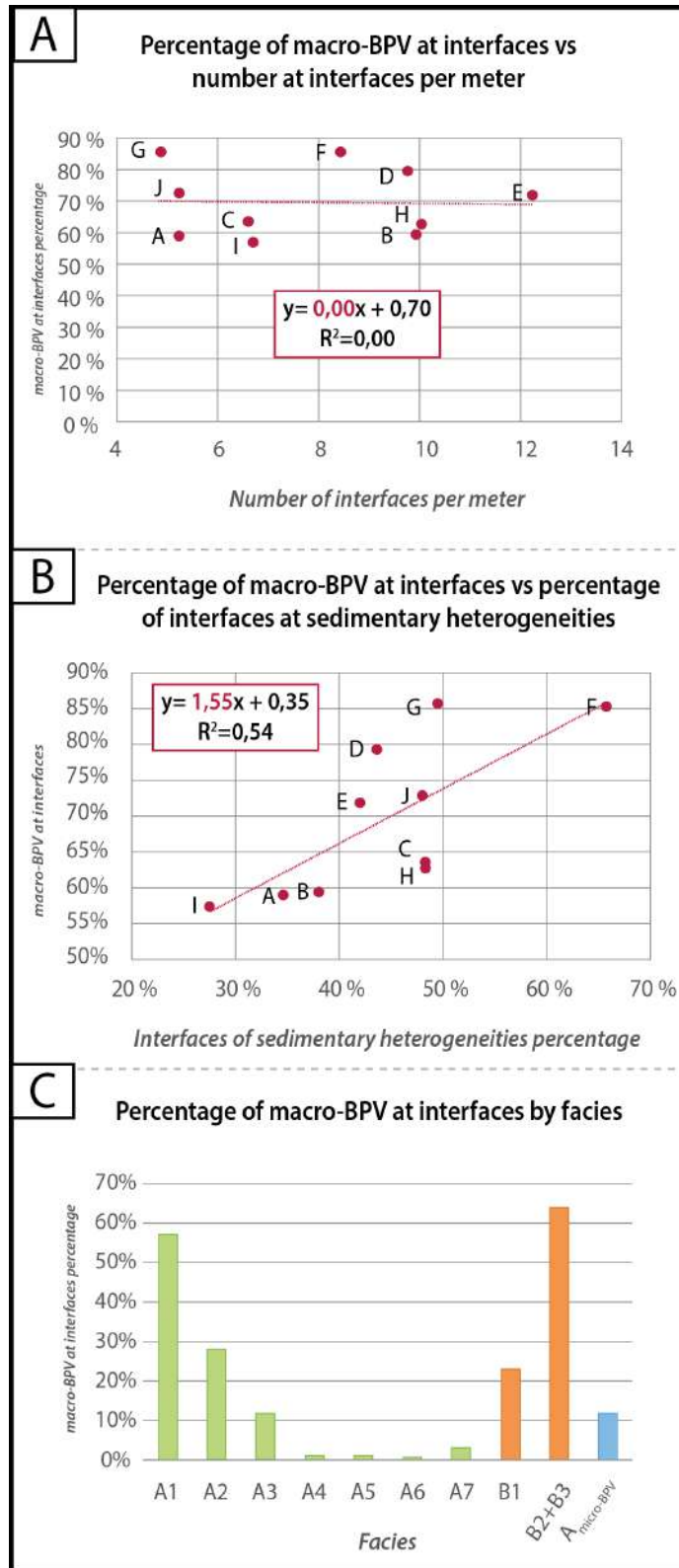


Figure 113: “macro-BPV at interfaces” distribution. A. Graph of “macro-BPV at interfaces” in function of the normalized number of interfaces per meter for each well. B. Graph of “macro-BPV at interfaces” in function of the normalized number of interfaces at the sedimentary heterogeneities category per meter for each well. C. Diagram of “macro-BPV at interfaces” distribution per facies, the basal facies category is represented in green, the sedimentary heterogeneities category is represented in orange and the facies fracture category is represented in blue.

## D. “macro-BPV inside”

On the 603 m of cores, we counted 684 “macro-BPVs inside” (Table 1), i.e. an average of 1.13 “macro-BPVs inside” per meter. Figure 114 A shows the number of inside macro-BPVs per facies as a function of cumulative thickness. It appears that the A1 facies with the highest cumulative thickness also concentrates the highest number of “macro-BPVs inside”. On the other hand, facies A2 has as many “macro-BPVs inside” as facies A3 whereas their cumulative thicknesses are different. The analysis of the other facies remains unclear. In order to know where these kinds of macro-BPVs form preferentially, independently of the thickness of the facies, we calculated the number of “macro-BPVs inside” per meter in each facies. Figure 114 B, which represents the data from all 10 wells, shows that the frequency of occurrence is at its maximum in the matrix facies, especially in A1 (1.75 macro-BPVs inside/m), A3 (2.55 macro-BPVs inside/m) and A4 (1.80 macro-BPVs inside/m). Unlike previous facies, A2, which is the second thickest facies, only concentrates 0.5 macro-BPVs inside/m. Bearing in mind that facies A1-A3-A4 represents 45.5% of the thickness of the sedimentary sequence, these facies contain more than 74% of the “macro-BPVs inside”. In other words, distal muds contain the most “macro-BPVs inside”. Facies  $A_{\text{micro-BPV}}$  also contain a lot of “macro-BPVs inside” (1.9 macro-BPVs inside/m). Conversely ashbeds, which display a lot of macro-BPVs at their boundaries, have only few “macro-BPVs inside” (0.38 macro-BPVs inside/m).

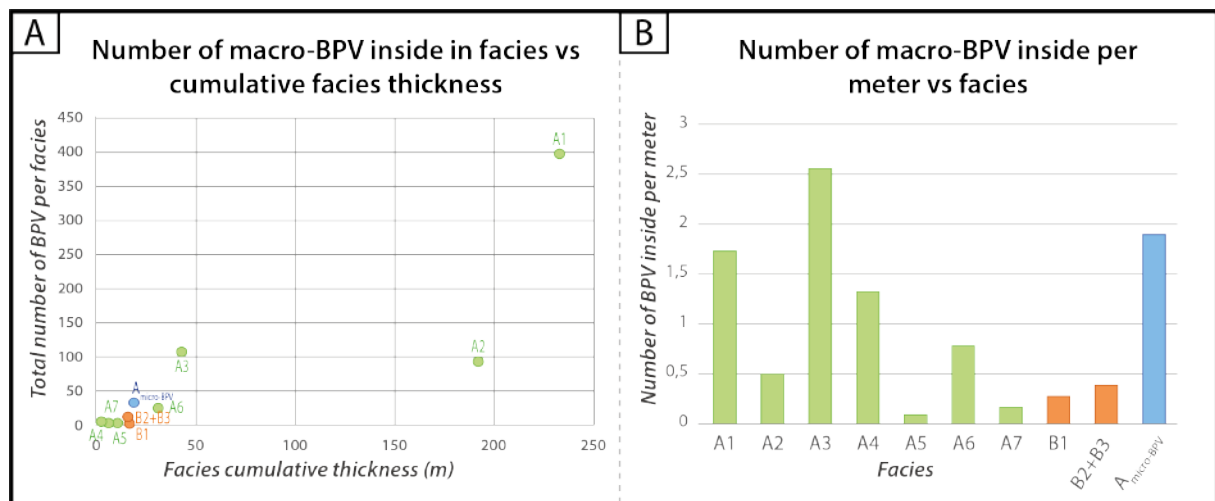


Figure 114 : “macro-BPV inside” distribution the basal facies category is represented in green, the sedimentary heterogeneities category is represented in orange and the facies fracture category is represented in blue. A. Graph of “macro-BPV inside” in function of the cumulative thickness of each facies. B. Diagram of “macro-BPV inside” in function of their distribution in facies.



## E. TOC values

Previous studies have suggested a correlation between hydrocarbon maturation and the formation of calcite macro-BPVs. Here, we compared the distribution of TOC within the different facies in the cores that have been analyzed by LIPS giving a TOC value every 0.5 cm. The cumulative proportions of the TOC values are represented on Figure 9. The TOC values range from 0% to 16%. Nevertheless, 99% of the values are between 1% and 9% TOC (Figure 115). Sedimentary heterogeneities (from B1 to B3 shown as a brown dotted line) have the lowest quantity of organic carbon with 90% of TOC values below 5%. The source rock matrix facies (from A1 to A7 in green dotted line) are richer in organic material with a median value of TOC around 3%. Finally, micro-BPV facies ( $A_{\text{micro-BPV}}$ ) have the highest TOC with a median value of 4%. Thus, on average, facies containing micro-BPVs seem to be richer in organic material than all the other facies.

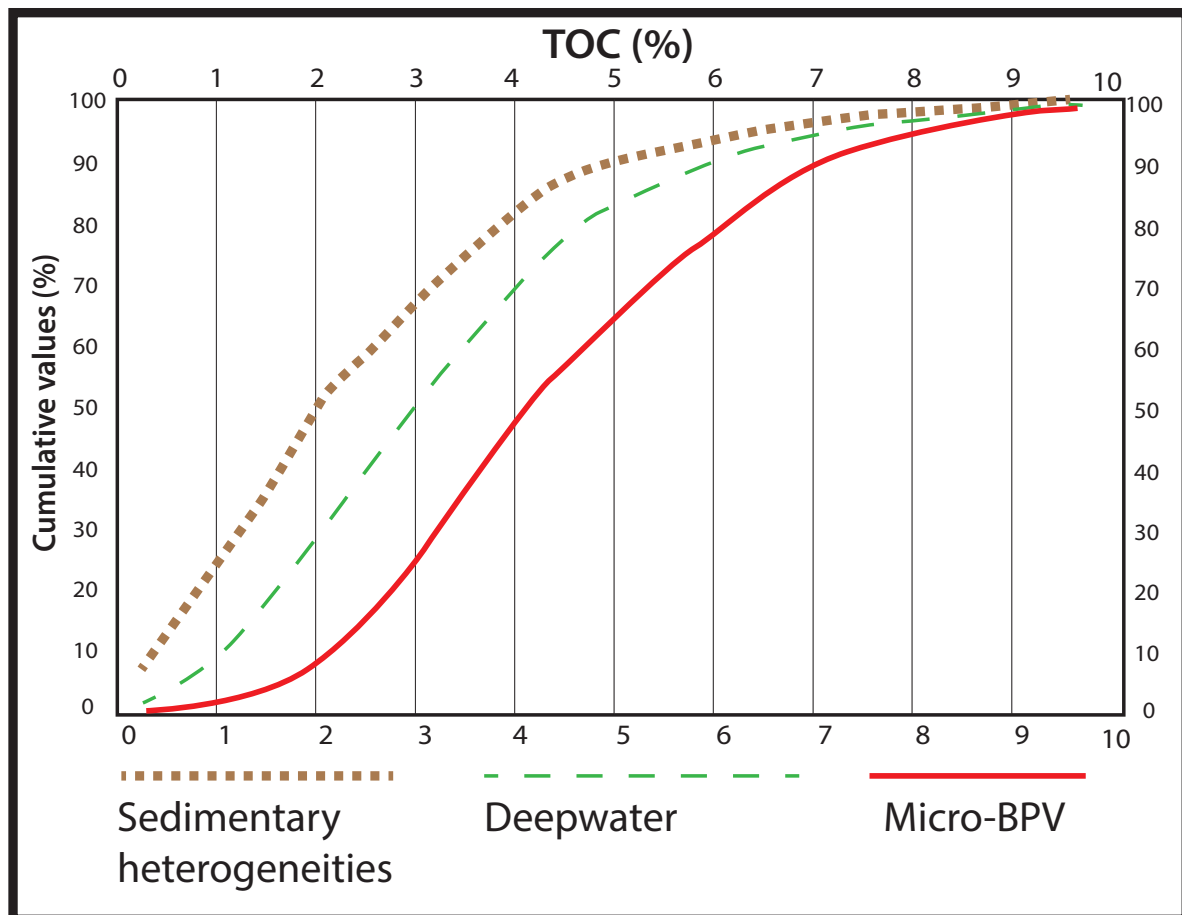


Figure 115 : Cumulative values of TOC average for all facies. Sedimentary heterogeneities are in brown, basinal facies facies are in green and “micro-BPV” facies are in red. Macro-BPV facies is not represented because it is only composed of calcite and therefore has no TOC.

For the macro-BPVs, we compared the distribution of the TOC values just next to the BPVs (we only considered the two TOC values closest to each BPV) and the total distribution of the TOC values in the cores measured by LIPS. Figure 116 A illustrates the numerical code used to extrapolate data from the TOC host rock to the beef location. The measurements made in the macro-BPV have been removed because they do not represent the matrix but only 100% of calcite. The associated graph in Figure 116 B and C indicate an offset to the right between the total TOC distribution and the distribution of the values just next to the BPV. Therefore, statistically, macro-BPVs seem to be located within areas with slightly larger TOC values.

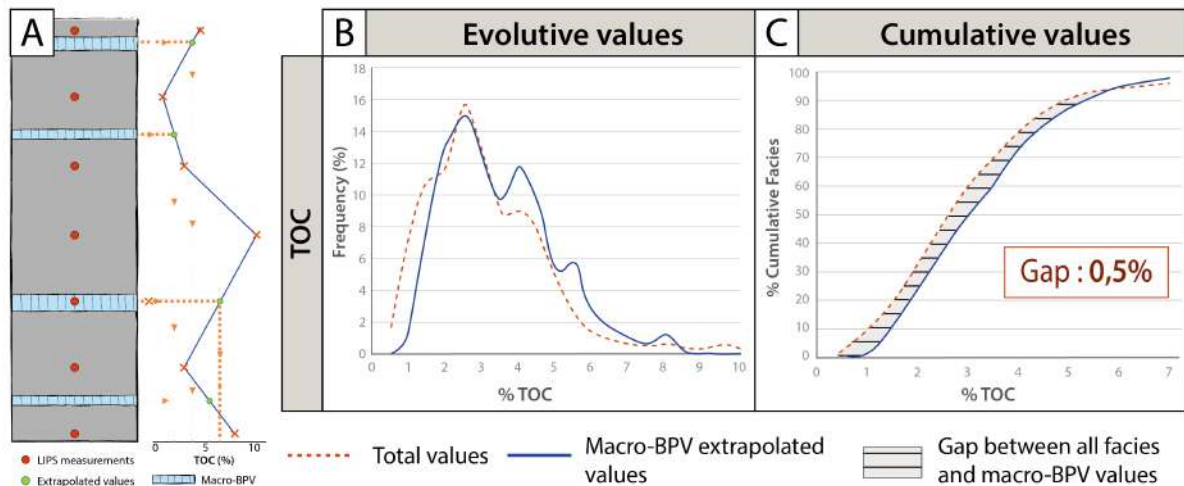


Figure 116 : Schema representing the extrapolation of TOC data measured at LIPS to the location of macro-BPV. LIPS measurements in macro-BPV were not considered because their values do not reflect those of the surrounding rock. B. Graph showing the evolutive values of the TOC for the entire range of measurements in shales (red dotted line) and for the extrapolated macro-BPV values (blue solid line). C. Graph showing the cumulative values for TOC in shales and for extrapolated macro-BPV values.

## F. Maturity values

To study the role of maturity, four wells cored in a same stratigraphic sequence, sequence 20 (Figure 107 C), were chosen. This sequence was chosen because it was the one that was intersected the most often by the available cores. Figure 11 displays these four wells ranked by increasing maturity which also corresponds to their proximity with the fold and thrust belt (Figure 107 A and C). We chose one well with low maturity (well J with a  $R_o = 0.73\%$ ), two wells with intermediate maturity (wells H and E) with a  $R_o = 1.13\%$  and a  $R_o = 1.40\%$  respectively, and one last well with high maturity (well B) with and a  $R_o = 1.65\%$  (Figure 117 A). Figure 117 A shows that the average number of macro-BPVs per meter of sediments as well as their total cumulative thickness increase with the degree of maturity and tend to be stabilized near  $R_o = 1.4\%$ . To better assess these results, an example of macro-BPVs displayed in well J is shown in Figure 117 B and an example of a macro-BPV displayed in well B is shown in Figure 117 C. The macro-BPVs in well B are often thicker than the macro-BPVs in well J.

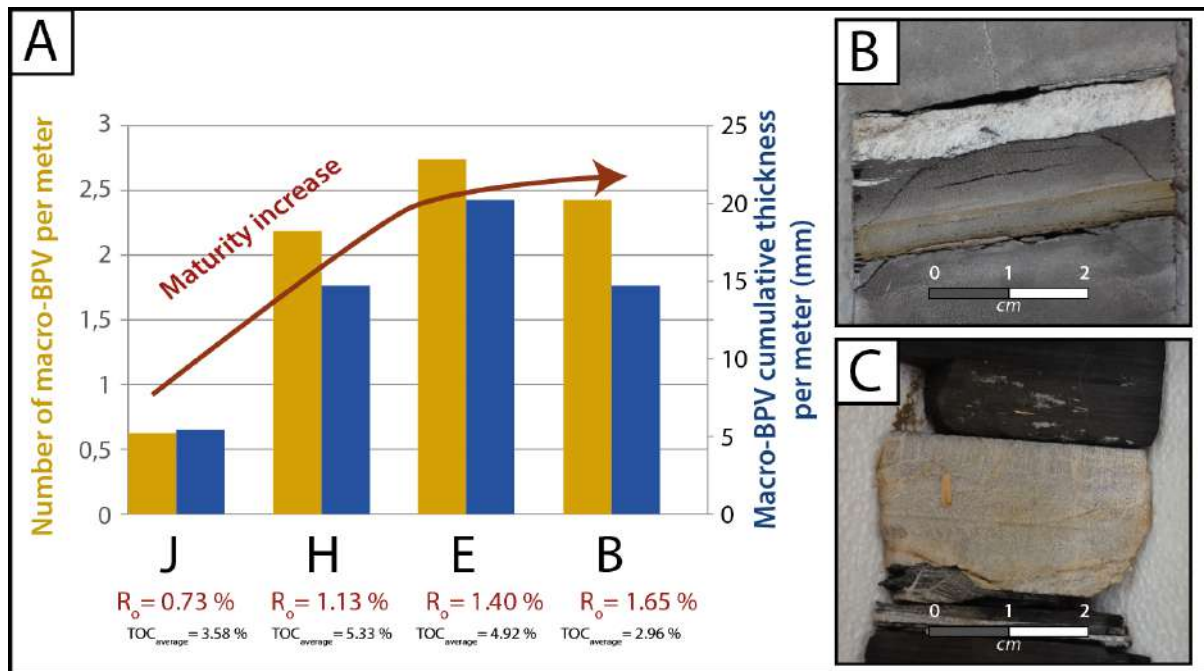


Figure 117 : A. Average of the number of macro-BPV per meter is in yellow and the cumulative thickness of macro-BPV per meter is in blue for the sequence 20 for the well B, E, H and J. B. Example of the macro-BPV in the well J with 0.7 cm of thickness. C. Example of the macro-BPV in the well B with 3.6 cm of thickness.

## VI. Discussion

Natural hydraulic fractures are widespread within source rocks and continue to be of major interest to oil companies using the unconventional hydrocarbon extraction technique by induced hydraulic fracturing. The Vaca Muerta Formation of the Neuquén Basin, Argentina, is one of the best examples for such occurrences. Studies of BPVs are of great use to evaluate the migration of fluids, such as hydrocarbons and diagenetic fluids, within and through these impermeable formations as well as to understand the mechanical properties of the source rocks.

The VMF is composed of very heterogeneous lithologies ([Burchette and Wright, 1992](#); [Kietzmann et al., 2016](#); [Kietzmann et al., 2014c](#); [Leanza and Hugo, 1977](#); [Walker, 1992](#)). The core description provided in this paper takes the sedimentological heterogeneities (from A1 to B3) into account as well as the natural fluid-assisted fractures ( $A_{\text{micro-BPV}}$  & macro-BPV) of the VMF. The mineralogical composition of the facies expressed in terms of calcite, silica and clays, varies with the distance from the ramp setting (Figure 110 B and C). The richest facies in clay and silica are found clustered in the most distal areas of the basin whereas the facies with the largest carbonate fraction are found in the proximal areas of the basin and on the slope. In the VMF, the best represented facies are facies A1 and facies A2, which are deepwater mudstones with a high TOC content, respectively representing close to 38% and 32% of the total thickness

of the stratigraphic column. All the lithological facies and fractures are responsible for the mechanical segmentation of the VMF and therefore the boundaries are the preferential planes of weakness due to the decoupling effect between two different mechanical behaviors. Seventy percent of the macro-BPVs are defined at facies interfaces and are named "macro-BPVs at interfaces". In addition, 90% of these "macro-BPVs at interfaces" are not at interfaces between sedimentary matrix facies but at the interfaces of sedimentary heterogeneities such as calcitic concretion and ashbeds (Figure 109, Figure 111 and Figure 113). These boundaries comprise 84% of the total amount of "macro-BPVs at interfaces" occurrences in the cores (Figure 113 C). Given the variable cemented ashbeds and calcitic composition, only the facies interfaces of "sedimentary heterogeneities" (Figure 110) seem to play the role of mechanical discontinuity creating areas of weakness that can favor natural hydraulic fracturing followed by the formation of macro-BPVs. Mechanically, simple transitional facies between A1, A2 and other matrix facies (Figure 110) do not seem to have sufficient rheological variations to present planes of weakness. We conclude that some boundaries may be more efficient in terms of a potential fluid-assisted fracture generation due to this ratio. Because ashbeds are predominantly more porous than the surrounding shales, Lejay et al. (2017) and Rutman et al. (2017) proposed that these levels could also facilitate diagenetic fluid circulation along its boundaries. Several authors have already mentioned that facies boundaries could constitute rough surfaces and asperities that may encourage the propagation of fractures as BPVs, and then secondly, growth competition may occur with the force of crystallization ([Bons and Montenari, 2005](#); [Bons et al., 2009](#); [Larmier et al., 2017](#); [Lejay et al., 2017](#); [Meng et al., 2018b](#); [Mügge, 1928](#); [Urai et al., 1991](#)). This relationship between the rheology of the host rock and the distribution of BPVs sustains the idea that these veins are initiated by the mechanism of natural hydraulic fracturing, even if external contractional tectonic activity may help to generate the initial fractures ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#); [Cobbold et al., 2013](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Ukar et al., 2019b](#); [Zanella et al., 2014a](#); [Zanella et al., 2020](#)).

"Macro-BPVs inside" represent 30% of the total amount of macro-BPVs in cores (Figure 112) and are almost all located within distal basin facies mainly in A1, A2 and A3 (Figure 114 B). These three facies contain high TOC values compared to the other distal basin facies ([Mathieu et al., 2016](#)). Moreover, A1, A3 and A4, which all together cumulate almost 74% of the total amount of "macro-BPVs inside", represent 45.5% of the cumulative thickness of the 650 m of described cores (Figure 110 A). These BPVs are not located at visible rheological interfaces, but seem to be concentrated in the matrix facies that have the highest TOC and low calcite contents of the formation as shown in Figure Figure 110 B and C. The rheology of shales are related to its composition. Our data and results show that the "macro-BPV inside" localization is particularly controlled by the calcite and, or TOC content(s). Regarding other internal parameter linked to rheological behaviour, some authors suggested that the content of brittle minerals identified with the CT scan photos can also be an important parameter, which has an important influence on the generation of the initial fracture ([Bishop, 2015](#)). Other

studies showed that facies with low calcite content display the high beef intensity and it decreases to the facies association with high calcite content ([Palacio et al., 2018](#)). This may due to the fact that the calcite content is anti-correlated with the TOC content ([Lejay et al., 2018](#)). Therefore, it looks like one of the important parameter is the rheological contrast and not the Brittleness Index as such.

Regarding the formation of macro- and micro-BPVs, two main stages are considered: (1) the generation of the initial fracture and (2) the filling of the fracture. Several authors have assumed that fluid overpressures are a key mechanism to generate the initial bed-parallel hydraulic fracture in source rocks ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#); [Cobbold et al., 2013](#); [Ma et al., 2016](#); [Yu et al., 2018](#)), and especially in the VMF ([Zanella et al., 2020](#); [Zanella et al., 2015b](#)). In such rocks, the maturation of organic matter is cited in order to explain the increase in pore fluid pressure and thus the natural hydraulic fracturing of the rock ([Swarbrick et al., 2001](#); [Zanella et al., 2020](#); [Zanella et al., 2015b](#)). Our log observations (as the example of Figure 109) and computer code (Figure 115, Figure 116 B and C) from the TOC analyses show that the BPV and micro-BPV facies are distributed in medium to rich TOC values in the VMF. This result demonstrates the link between the TOC and the macro-BPV localization. Thus, we infer that the process of hydrocarbon generation during the VMF burial history is a key parameter involved in macro-BPV generation. Our data are not in agreement with the previous studies of [Weger et al. \(2017\)](#) and [Weger et al. \(2019\)](#) that measured the TOC every meter in three sections covering Vaca Muerta from base to top at the Puerta Curaco outcrop and performed a detailed log of all the beef they observed. In fact, they concluded that the occurrence of macro-BPV shows very little correlation to TOC, with correlation coefficients of 0.07 and 0.10, respectively ([Weger et al., 2017](#); [Weger et al., 2019](#)). With regards to micro-BPVs ( $A_{\text{micro-BPV}}$ ), they always occur in association with facies A1 which is a massive mudstone (Figure 110 A and Figure 111 A) and represent only 3% of the total thickness of the cores.  $A_{\text{micro-BPV}}$  are also different from all the other facies when the TOC value is considered. Indeed, the TOC values are significantly higher in the  $A_{\text{micro-BPV}}$  than in the other sedimentary facies, showing that micro-BPVs are distributed in areas with TOC values ranging from 4% to 9%. We explain the micro-BPV localization as being due to a very local high TOC content in the sediments which implies that the generation of fluid overpressure could be locally high enough to encourage a generation of a small but very dense network of fractures, high enough to encourage a generation of a small but very dense network of fractures.

In addition, in a same stratigraphic sequence involving the same sedimentary deposition (Figure 107 C), we show in Figure 117 that the number of macro-BPVs per meter and the total cumulative thickness of macro-BPVs increase when the maturity degree of the VMF increases. These increases seem to stabilize at 1.2% of vitrinite reflectance at the beginning of the gas window suggesting that the macro-BPVs were only formed and grew during the oil window and that all the macro-BPVs have already been generated when entering in the gas window.

This corroborates the conclusions of Zanella et al. (2014) in the Magallanes Basin, who described a link between the thermal maturity and the occurrences of BPVs in a source rock with the difference that in the Magallanes Basin the BPVs are found in a bedrock that forms the base of the frontal thrust. Hydrocarbon generation in the VMF mainly occurred from the Late Cretaceous to late Tertiary times ([Fall, 2017](#); [Ukar et al., 2019a](#)), meaning that BPV generation probably occurred during these times. It has been suggested in other publications that tectonic stress activity during basin inversion implies a horizontal maximum stress that allows or at least facilitates the opening of horizontal fractures such as those of BPVs ([Meng et al., 2017b](#); [Zanella et al., 2020](#); [Zanella et al., 2014b](#)). Previous reviews ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Gale et al., 2014](#)) and more recent and local studies have shown that natural hydraulic fracturing often occurred within sedimentary basins that experienced a compressive tectonic history and that the timing of the development of the beef veins was synchronous with stretching periods in the basin ([Meng, 2017](#); [Meng et al., 2017b](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Ukar et al., 2017a](#); [Ukar et al., 2017b](#); [Zanella et al., 2015a](#); [Zanella et al., 2014b](#); [Zanella et al., 2015b](#)). Figure 117 shows that the thickness and frequency of BPV increases towards major tectonic structures as the folds and thrusts. We suggest, therefore, that this compressive stress towards the subduction zone and during maturing periods is one of the factors explaining this increase in thickness of the increase in BPV frequency.

## **VII. Conclusions**

Bedding-parallel veins (BPVs) highlight the phenomenon of natural fluid-assisted fracturing in source rocks associated with stretching periods of the basin. Because of their major role in the permeability, porosity and rheological behavior of the rock, they will have an impact for the location and the propagation of the hydraulic fracturing. Understanding their distribution using core parameters will help to optimize the unconventional exploitation of the source rock with more predictive hydraulic fracturing models. In this study, we showed that BPVs in the VMF are more complex than previously thought with a non-random distribution. Thus, three internal and one external key parameters which are described below, seem to control BPV localization.

### **A. Facies heterogeneities**

Sedimentary interfaces localize 70% of the macro-BPVs. Ninety percent of these BPVs are located at the interfaces with ashbeds or calcitic concretion, meaning that these rheological boundaries generate high weakness planes that help generate and propagate natural fluid-assisted fractures such as BPVs.



## B. TOC content

Macro-BPVs are more abundant in a bedrock sequence with a high TOC value, rather than in slope and shelf facies. We identified two main fracture facies: i) the macro-BPV facies, which represent 2 % in thickness of the total amount of the central section and ii) micro-BPVs, representing 3% of the total amount of the core section, which adds up the cumulative thickness of these fractures to 5% of the total thickness of the formation. The log data and numerical code developed during this study show that macro-BPVs are being localized in areas with moderate to high TOC (from 2% to 9%). Micro-BPVs are systematically located in areas where mudstones have the highest TOC content, implying a first order link between the TOC and micro-BPV distribution.

## C. Maturity and horizontal stress

In a same stratigraphic sequence, the maturity degree of the source rock controls the occurrence and thickness of the macro-BPV. Thus, high-maturity areas of the VMF will have a larger number of BPVs than low maturity areas.

## **VIII. Acknowledgments**

We are grateful for the research support from TOTAL and INSU (Institut National des Sciences de l'Univers). We especially thanks Jean-Philippe Matthieu and Jonathan Pelletier for their help with the facies nomenclature and for their valuable discussions. We thank Thomas Lelandais for the design of the numerical code. Matthieu Branellec is thanked for sharing his unpublished geological map of the Neuquén Basin. Finally, we are grateful to TOTAL to authorize the publication of all data.

# Données complémentaires

---

Les données présentées dans cette partie sont annexes au travail effectué sur les carottes sédimentaires discuté ci-dessus. N'étant pas suffisamment contraintes, elles ont été générées lors de l'étude des carottes mais n'ont pas pu être intégrées dans l'article ci-dessus. Néanmoins des paramètres semblent ressortir et justifient une discussion.

## **I. Données diagraphiques de minéralogie**

### **A. Code informatique**

Nous avons appliqué le code informatique précédemment détaillé dans l'article pour observer les liens entre le TOC et la distribution des beef. Nous avons suivi le même protocole pour les données de diagraphie acquises pour la minéralogie. Ainsi des mesures de quartz, illite, calcite et matière organique insoluble (IOM) avec un pas d'un pied (15cm) ont été traitées. Il apparaît sur la Figure 118 que les beef se localisent dans des zones riches en calcite et faibles en illite (argile). Les beef semblent être indépendants du quartz. Néanmoins ces résultats ne sont pas strictement viables sachant que, i) l'épaisseur des beef n'excède jamais les 7 cm avec une moyenne de 2 cm, le pas de mesures pourrait donc être trop élevé pour noter des variations importantes, et ii) le calage des profondeurs logs entre les carottes et les données diagraphiques n'est pas constamment exact. Il est à savoir que les données de pyrite ainsi que d'IOM n'ont pas pu être pris en compte dans les calculs pour cause de leurs très faibles teneurs mesurées. Pour finir, le TOC mesuré au Rock Eval représentant une valeur moyenne sur 1 m n'a pas été pris en compte du fait de son pas de mesure trop élevée par rapport à l'épaisseur des beef.

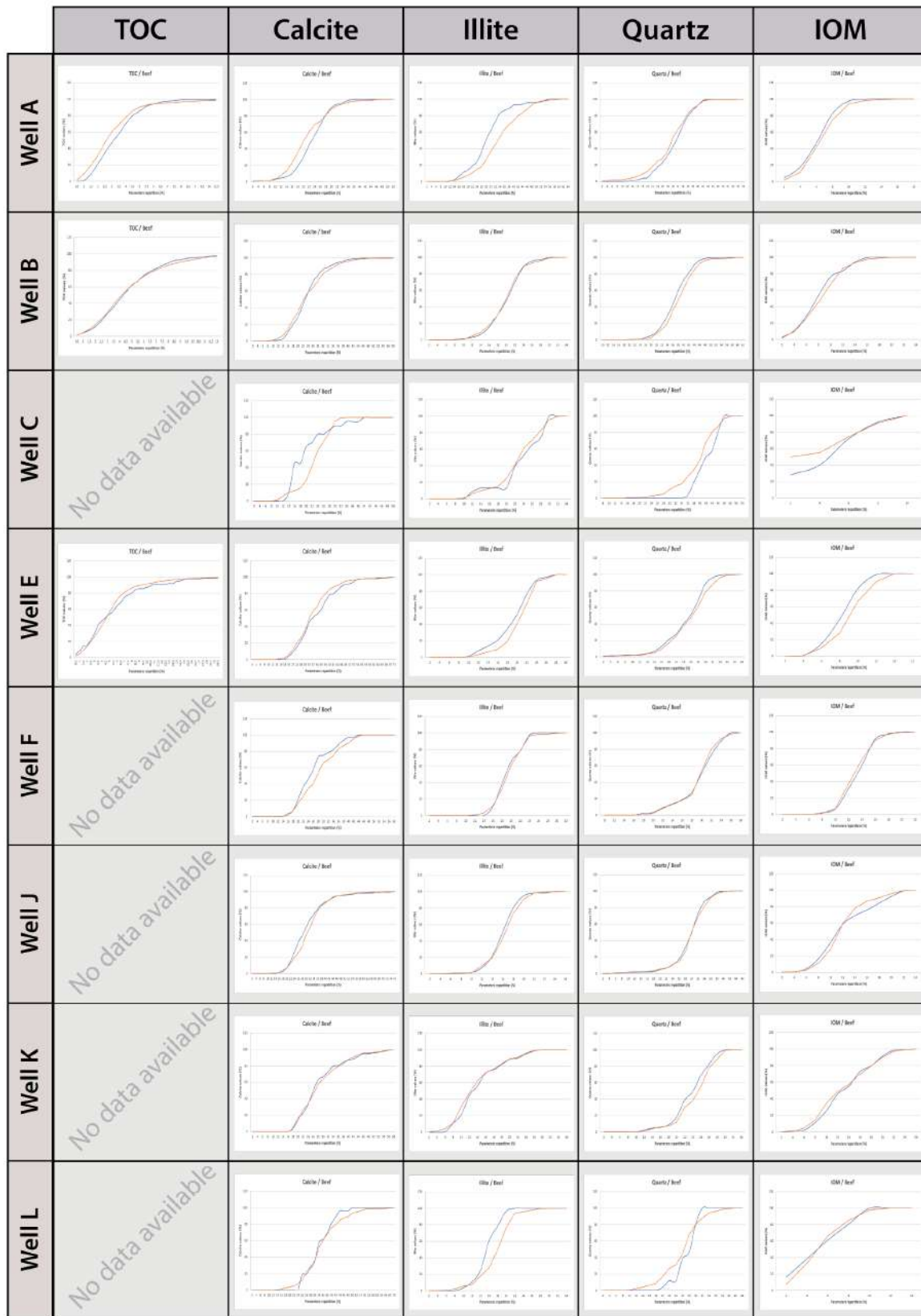


Figure 118 : Application du code développé dans l'article sur les mesures TOC acquises au LIPS et sur les mesures de diagraphie pour la calcite, illite, quartz et matière organique insoluble.

## B. Observations sur le logiciel Petrel

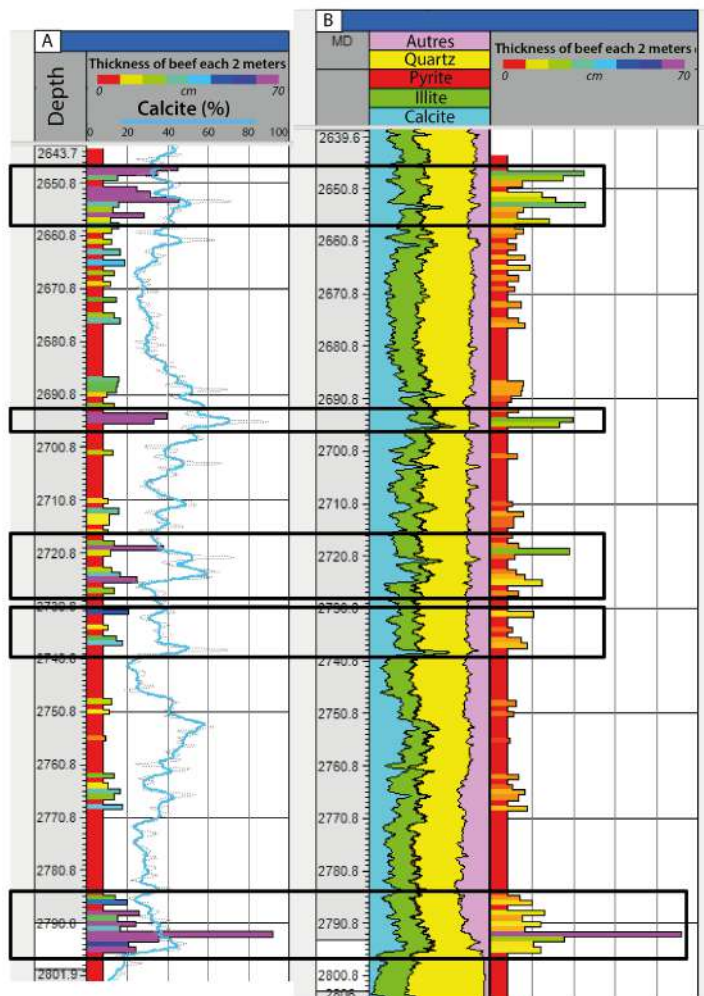


Figure 119 : Comparaison de l'épaisseur cumulée des beef tous les 2 mètres pour le puits B avec A. Le pourcentage de calcite (courbe bleue) et en B. Les pourcentages de de calcite, quartz, illite, et autres minéraux normalisés à 100%.

Les résultats sont concordants avec le code numérique de la Figure 118, à savoir que les beef se mettent en place préférentiellement dans des zones qui actuellement sont i) riches en calcite, ii) pauvre en argiles (illite), et iii) indépendantes du quartz.

La Figure 119 A indique l'épaisseur cumulée des beef tous les 2 m avec en superposition une courbe bleue représentant les pourcentages de calcite acquis par mesures diagraphiques avec des valeurs variant de 5% à 60%. Il apparait que dans leur ensemble, les épaisseurs cumulées de beef sont corrélées aux pics de calcite. Ces résultats viennent confirmer ceux acquis par de le code informatique de la Figure 118.

La Figure 119 B illustre la même section analysée avec des variations d'épaisseur cumulée des beef tous les 2 mètres couplées aux variations minéralogiques du quartz, de la pyrite (très faibles valeurs), de l'illite, de la calcite et d'autres minéralogies annexes.

Les pics d'épaisseur cumulée de beef sur la Figure 119 sont mis en valeur par des rectangles noirs afin de faciliter la lecture des données. Les

## II. Données de TOC

Comme décrit dans la littérature dans les chaînes plissées où Vaca Muerta est mise à l’affleurement et dans les puits au niveau de l’embayment, la partie inférieure de cette formation présente un TOC plus élevé que la partie supérieure. Ces mesures TOC ont été acquise par Rock Eval ([Espitalié et al., 1977](#)) sur des poudres représentant la valeur moyenne sur 1 m. Les limites des séquences stratigraphiques présentées en Figure 120 ont été établies lors d’études internes au sein de Total. La Figure 120 montre une tendance évolutive du TOC moyen (flèches rouges) pour chaque séquence stratigraphique sur les puits ayant des carottes de plusieurs dizaines de mètres de long. Il est aussi à noter que les valeurs de TOC au sein d’une même séquence sont plus élevées avec l’augmentation de la maturité. Par exemple, pour la limite de surface (surface boundary appelée SB sur la Figure 120) de la séquence 19 à la surface maximum d’enfouissement (maximum flooding surface appelée MFS sur la Figure 120), les puits B et E, respectivement avec une  $R_o=1,65\%$  et  $R_o=1,40\%$  (Table 1), atteignent des valeurs de TOC supérieures à 6.5%. Tandis que sur la même séquence 19, les puits F, H et J, respectivement avec une  $R_o=1,35\%$ ,  $R_o=1,13\%$  et  $R_o=0,77\%$  (Table 1), atteignent des valeurs de TOC n’excédant pas les 2,5%.

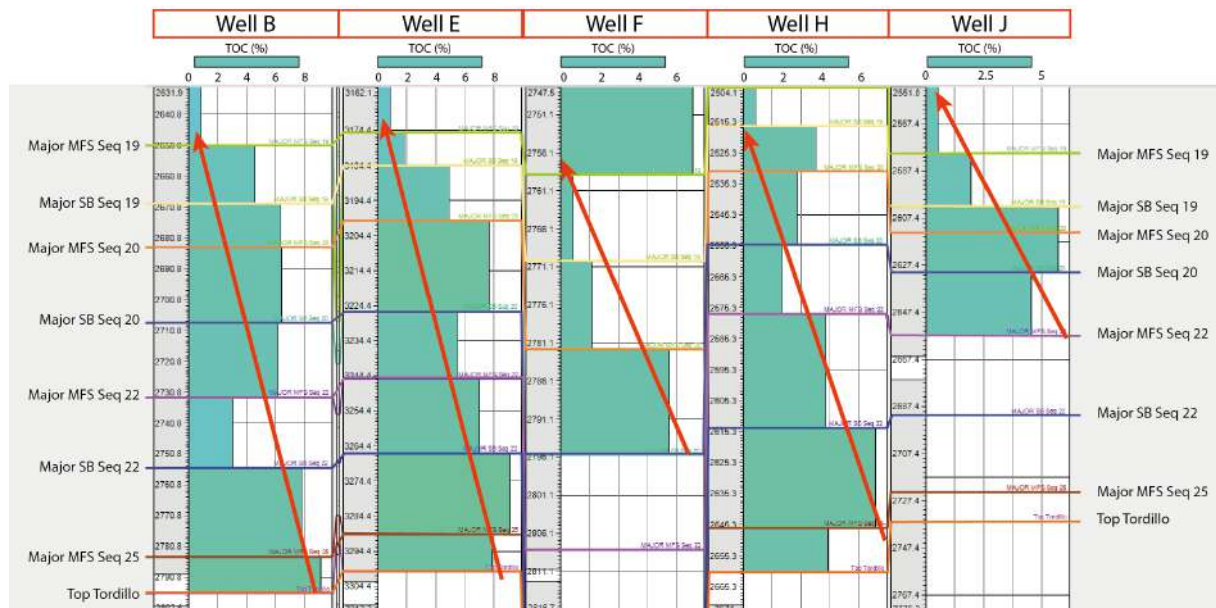


Figure 120: Évolution du TOC moyen par séquence mesuré au Rock Eval pour les puits B, E, F, H et J. Les flèches rouges indiquent les tendances globales.

La Figure 121 présente l’épaisseur cumulée des beef et des microbeef tous les mètres avec des valeurs variant de 0 à 90 cm d’épaisseur cumulée. Ces valeurs élevées d’épaisseur s’expliquent par le faciès à microbeef qui prend en compte le mudstone A1 comportant des microbeef (Figure 110 et Figure 111 A). Les valeurs à la base de la Vaca Muerta sur la séquence 25 contiennent les plus importantes épaisseurs cumulées, avec des valeurs atteignant les 90



cm d'épaisseur cumulée de beef et de microbeef, soit 90% du mètre de la carotte composé de ce facies de fractures. Pour l'ensemble des puits, ces valeurs tendent à diminuer vers le sommet de la formation au niveau de la séquence 20, atteignant des valeurs maximums aux alentours de 50 cm d'épaisseur cumulée de beef et de microbeef pour 1 m de carotte.

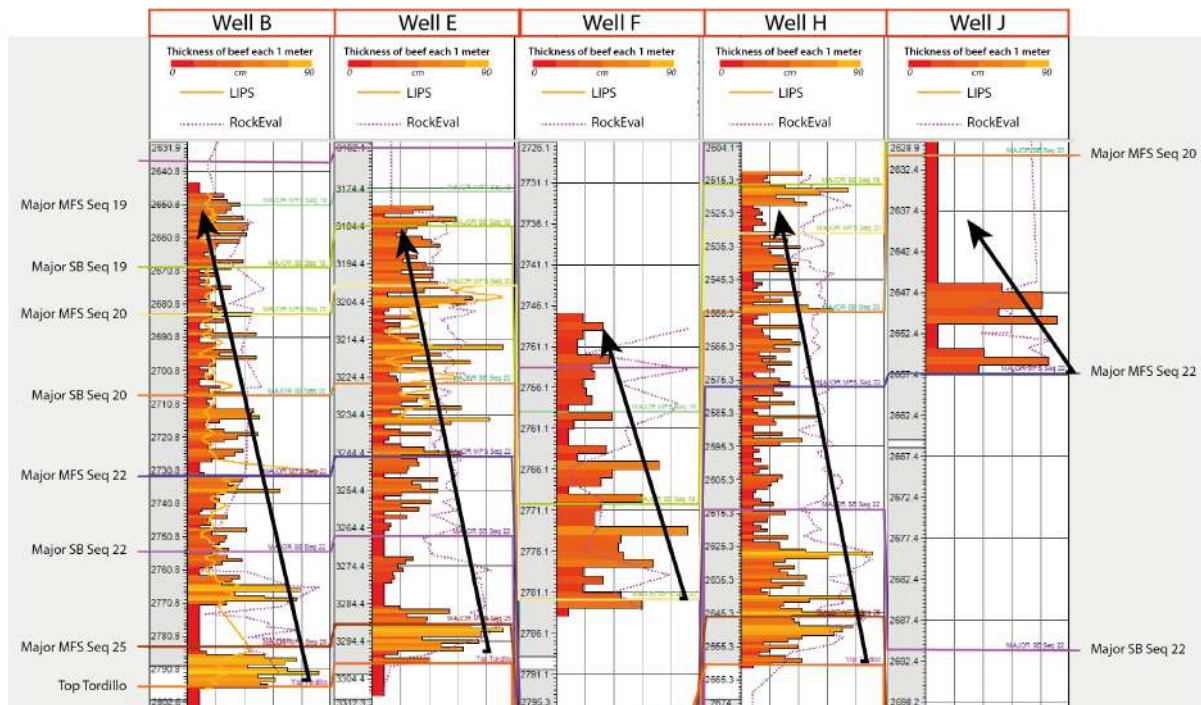


Figure 121 : Épaisseurs cumulées des beef et des microbeef tous les mètres sur les puits B, E, F, H et J. Les flèches noires indiquent les tendances globales. Les séquences stratigraphiques sont représentées.

Les observations de l'évolution du TOC dans les séquences stratigraphiques des carottes (Figure 120) corrélées aux données des épaisseurs cumulées des beef et microbeef (Figure 121) indiquent un même sens d'évolution. Lorsque les valeurs de TOC sont fortes (>2%), l'épaisseur cumulée des beef et microbeef globale augmente. De plus, nous observons une tendance diminutive du TOC et des épaisseurs cumulées des facies de fractures de la base de Vaca Muerta à son sommet passant de facies distaux riches en A1 et A2 à des facies plus proximaux riches en A3, A4 et A5 (Figure 110 Figure 109 C).



Nous avons essayé de corréliser des beef d'un puits à l'autre en tenant compte des séquences stratigraphiques. A contrario des certaines cendres qui peuvent se corréliser, aucune corrélation claire semble ressortir, même sur les puits les plus proches (8 km de distance). Cette observation nous permet de déduire que les beef n'ont pas des longueurs pluri-kilométriques excédant les 8 km (Tableau 2).

Tableau 2 : Tableau des distances entre les puits ayant été carotté dans les mêmes séquences stratigraphiques de la Vaca Muerta.

<b>Well G - Well I</b>	<b>Well D - Well E</b>	<b>Well E - Well F</b>	<b>Well D - Well F</b>
13 km	8 Km	14 Km	13 Km
<b>Well F - Well J</b>	<b>Well B - Well C</b>	<b>Well A - Well B</b>	<b>Well A - Well C</b>
26 Km	19 Km	44 Km	52 Km

### III. Données de porosité et de perméabilité

La Figure 122 illustre l'épaisseur cumulée des beef et des microbeef tous les mètres. Les données de porosité présentées dans la Figure 122 ont été acquises de manière non continue avec un pas de mesure variant 0,05 m à 0,8 m sur des plugs. La porosité présente des variations de 5% à 20%. Les mesures de perméabilité, aussi acquises sur des plugs, sont beaucoup plus ponctuelles (pas de mesure décamétrique) et sont espacées les unes des autres avec des valeurs variant de 5 à plus de 20 microdarcys. Néanmoins, Il est possible que ces msures soient biaisées par des microfractures ([Bhandari et al., 2019](#)).

L'épaisseur cumulée des beef semble augmenter lorsque les valeurs de porosité sont plus importantes (entre 15 et 20 %). Le fluide diagénétique se concentrant dans les milieux les plus poreux de la roche mère, la localisation de la fracturation pourrait s'y concentrer. De plus, comme discuté ci-dessus, les forts taux de TOC paraissent concentrer la densité de fracturation (Figure 115, Figure 120 et Figure 121).

Un lien entre la répartition des beef et la perméabilité ne peut pas s'observer avec ces mesures trop espacées, aucune conclusion ne peut être tirée sur ce paramètre pétrophysique. Nous recommandons de faire des mesures de porosité et de perméabilité avec un espacement d'un centimètre afin d'identifier un potentiel lien.

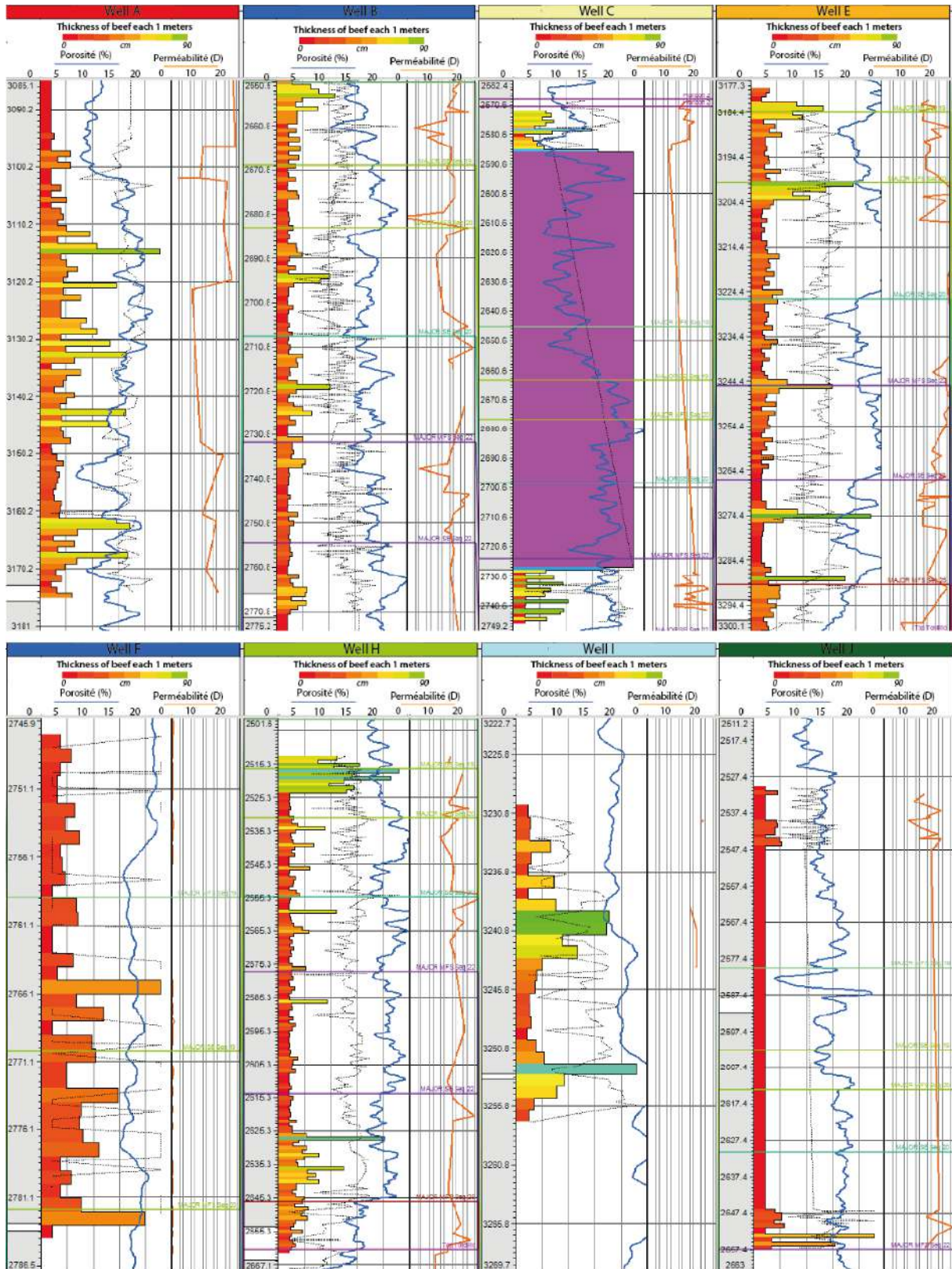


Figure 122: Épaisseur cumulée des beef tous les deux mètres avec la porosité en courbe bleue et la perméabilité en courbe orange pour les puits A, B, C, E, F, H, I and J.

## IV. Modèle de distribution des beef dans l'embalement

Dans ce dernier paragraphe, un modèle de distribution des beef et des microbeef dans la zone de l'embalement du bassin de Neuquén est proposé. Il tient compte de l'ensemble des résultats de ce chapitre. Ainsi, il a été mis en évidence que la fréquence et l'épaisseur des beef augmente avec i) la maturité, ii) des zones riches en calcite et pauvres en illite, iii) des zones à TOC élevé, et iv) une augmentation de la fréquence d'hétérogénéités sédimentaires, en particulier celles des cendres et des nodules. Les microbeef sont aussi fonction i) du TOC et ii) de la maturité.

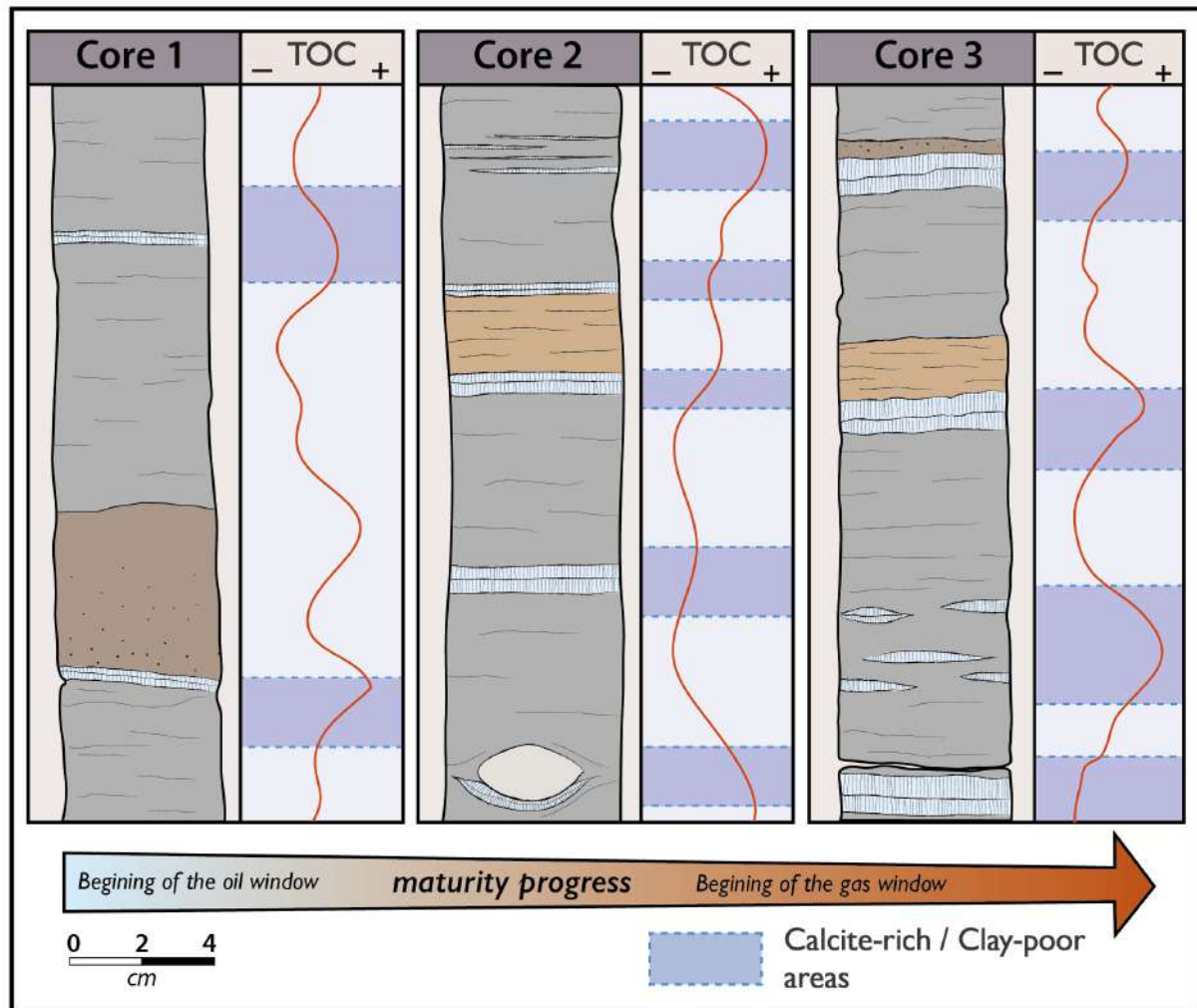


Figure 123: Schéma de distribution des beef dans les carottes sédimentaires des puits de maturité différentes. Les beef et microbeef se localisent aux interfaces, dans les zones riches en TOC et en calcite et faible en argiles (illite - smectite). La core 1 représente une zone très peu mature (entrée de la fenêtre à huile), avec une faible fréquence de beef et de fines épaisseurs associées. La core 2, de maturité plus importante (fenêtre à huile), concentre une plus grande fréquence de beef avec des épaisseurs augmentant. Ces deux paramètres sont accentués dans les core 3 (maturité de fenêtre à gaz).



## Synthèse chapitre II

---

### • **Descriptions sédimentaire et morphologique des beef**

- Les faciès sédimentaires ont pu être regroupés en 3 grandes familles, à savoir i) les **faciès distaux** (mudstones de la Vaca Muerta), ii) les **hétérogénéités sédimentaires** (nodules de calcite et les cendres volcaniques), et iii) les **faciès de fracture** (beef).

- Les beef ont été classés suivant leur morphologie en i) **macro-beef**, caractérisés par une **fracture continue** à l'échelle de la carotte, et en ii) **micro-beef**, prenant la forme de **cluster lenticulaires** et **discontinus** à l'échelle de la carotte. Les macro-beef ont ensuite été sous-divisés en deux catégories en fonction de leur distribution avec les autres faciès. Les beef au contact d'une limite de faciès ont été appelés **macro-beef at interfaces**, et les beef au sein d'un même faciès ont été appelés **macro-beef inside**.

### • **Études statistiques**

- Les  $\frac{3}{4}$  des macro-beef sont des **macro-beef at interfaces** et **90%** d'entre eux sont localisés au contact d'une **cendre volcanique**. Les hétérogénéités sédimentaires localisent **plus de la moitié** des beef présents dans les carottes de Vaca Muerta.

- Le **dernier quart** de macro-beef est constitué des **macro-beef inside**, répartis dans les **faciès distaux riches en matière organique**.

- Les **micro-beef** sont observés dans les mudstones ayant les plus **forts taux de TOC** dans les carottes.

- L'**épaisseur** et la **fréquence** des macro-beef sont corrélées avec l'augmentation de i) la **maturité** et ii) de la **contrainte horizontale** induite par le front chevauchant.

- Des résultats, plus discutables, indiquent que les beef semblent se mettre en place dans des zones i) **riches en calcite** et **faiblement argileuses**, ii) à **porosité élevée** et iii) à la **base de Vaca Muerta** qui est une zone à **teneur élevée en TOC**.



# Chapitre III – Étude à l'affleurement de la distribution 3D de la fracturation et critères pétrographiques



*Nuage altostratus au dessus de la ville de Chos Malal*





# Avant-propos

---

L'un des objectifs de cette thèse est de caractériser la distribution spatiale ainsi que la morphologie 3D des beef. Le travail effectué sur les carottes sédimentaires a permis de mettre en lumière certains paramètres contrôlant leur répartition sur une vue 1D. Néanmoins, leur morphologie et leur étendue ne peut être décrite via ces données (une carotte ne faisant que 5 cm de diamètre). C'est dans ce contexte qu'entre en compte l'étude sur les affleurements. Elle apporte des éléments de réponse sur i) la répartition spatiale de ce réseau de fractures, ii) leur distribution sur une colonne sédimentaire complète de la formation, et iii) leurs interactions avec les autres sets de fractures affectant la formation de Vaca Muerta. De surcroît, les deux affleurements sélectionnés diffèrent suivant certains points à savoir i) l'histoire d'enfouissement impliquant des différences du point de vue des paléo-contraintes ainsi que la maturité, et ii) l'environnement de dépôts sédimentaires.

Pour répondre au mieux à cette problématique nous avons effectué deux missions de terrain sur les affleurements la Vaca Muerta. La méthodologie pour l'analyse des carottes a été exporté et amélioré pour les affleurements. Dans un premier temps, le relevé d'un log lithologique prenant compte de toutes les fractures (à savoir beef et fractures transverses) avec une précision millimétrique pour ces dernières a été effectué. Les familles de beef préalablement observées sur les résultats du chapitre II ont été relevé sur le terrain et une nouvelle classification a pu être établie grâce à l'observation de l'extension des fractures. Le lien TOC-beef ayant été mis en évidence dans le chapitre II, un échantillonnage de shales a été accompli sur l'un des affleurements, et analysé au Rock-Eval. De plus, un échantillonnage et un set conséquent de lames minces ont été réalisé dans le but d'avoir une caractérisation pétrographique texturale et compositionnelle des beef détaillée à l'échelle microscopique.

Les résultats sont présentés sous forme d'un article en préparation s'intitulant «Bedding-Parallel Vein Distribution and Morphology - Macro and Micro-scale study on outcrops in the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina». Par la suite, des données complémentaires viennent étoffer cette étude terrain sous forme i) d'une étude Google Earth, GPS et ArcGIS, ii) d'un modèle de photogrammétrie terrain avec une interprétation de la répartition 3D des fractures, iii) l'étude texturale des fibres de calcite d'un beef sous différents axes d'observation, et iv) la distribution de la zone médiane. Une synthèse des principaux résultats y est ensuite présentée. Les annexes viennent clôturer ce chapitre et regroupent les deux logs complets des affleurements afin d'être réutilisés sur le terrain par les lecteurs en Figure 146 et Figure 147. Un tableau de localisation précise des affleurements avec leur dimension est présenté dans le Tableau 7. Les données complémentaires des résultats discutés dans ce chapitre viennent compléter les annexes.



# Bedding-Parallel Vein Distribution and Morphology - Macro and Micro-scale study on outcrops in the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina.

---

Salomé Larmier<sup>1,\*</sup>, Alain Zanella<sup>2</sup>, Alain Lejay<sup>3</sup>, Régis Mourgues<sup>2</sup>, François Gelin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>: Géosciences Le Mans, Le Mans Université Avenue Olivier Messiaen, 72085 LE MANS CEDEX 9, France

<sup>2</sup>: Géosciences Le Mans, UMR 6112 CNRS, Le Mans Université Avenue Olivier Messiaen, 72085 LE MANS CEDEX 9, France

<sup>3</sup>: Total S.A., CSTJF Avenue Larribau 64000 PAU, France

\*Corresponding author E-mail : [salome.larmier@gmail.com](mailto:salome.larmier@gmail.com)

## I. Abstract

Bedding-parallel veins (BPV) commonly named 'beef' are very common in sedimentary basins, especially in source rocks. Previously it has been suggested that BPV were developed as an early diagenetic feature commonly attributed to precipitation at high temperatures and localized overpressure during hydrocarbon generation, coupled with compressional tectonic stresses. Nevertheless, their morphology and the factors controlling their spatial distribution remain poorly constrained. However, unconventional resource exploitation preforms the reactivation of these natural fractures during induced hydraulic fracturing. Understanding their location will help to optimize the yield of petroleum companies. Moreover, these veins provide us with information on the origin of the fluids as well as the paleo stress of the basin record by BPV fibers. The distribution of these veins brings together a fundamental and industrial interest.

Our case study is the Vaca Muerta formation which is the main source rock of the Neuquén basin, Argentina. We performed a detailed. We have performed a detailed sedimentological log description on two different outcrops; Puerta Curaco and Huncal, with the last one having TOC measurements every 50 cm spacing. Our results show that the beef is mainly located in the area of high TOC, in the Maximum Flooding Surface areas. Moreover, the study of outcrops allows us to observe the spatial distribution of BPV. Thus, two new families were identified according to 2D to 3D morphological criteria: continuous and discontinuous BPV. It appears that the continuous BPV are formed at the sedimentary interfaces that facilitate the spatial expansion of the vein, their placement would be controlled by the areas of weakness created by these rheological interfaces. Discontinuous BPV are located in organic rich areas. These data suggest that the fluid pressures generated by hydrocarbon generation, and the significant anisotropy due to the high organic matter content, have localized important overpressures in these zones allowing the establishment of these veins. The petrographic analyses highlight the circulation of different fluids in the basin over the time that fed the calcite, gypsum and anhydrite BPV. In addition, the textural study of these BPV suggests that fibers growth was continuous without crack-seal mechanisms. Finally, the study of calcite fiber morphology indicates that the rate of opening from one fracture to another is significantly different.

## **II. Introduction**

### **A. Natural hydraulic fractures within source rocks**

Natural hydraulic fractures (NHF) and fluid overpressure are very common occurrences globally ([Stoneley, 1983](#); [Yassir et al., 1998](#)). Some are localized in sedimentary basins especially within mature source rocks ([Al-Aasm et al., 1995](#); [Cobbold et al., 2013](#); [Gale et al., 2014](#)) and hence could be directly linked with hydrocarbon generation and migration ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Zanella et al., 2015a](#)). Within a source rock, the lower porosity and the anisotropy of shales favor the entrapment of diagenetic fluids and allow the development of overpressure more easily. In addition, source rock generates its own fluids (i.e., oil and gas) causing a part of the solid framework to collapse during the thermal cracking ([Swarbrick et al., 2001](#)). These overpressured fluids could also cause natural hydraulic fracturing ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#); [Mourgues and Cobbold, 2003b](#)).

Several publications exist covering the theoretical aspect of this topic. Hubbert and Willis., (1957) were the first authors to study mechanisms of natural hydraulic fracturing. Mourgues and Cobbold, (2003) identified the seepage forces generated by fluid overpressure which can change effective stress orientation without tectonic stress. Horizontal fractures may form if the effective stress becomes tensile with pore fluids pressure greater than lithostatic pressure ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#)). Rodrigues et al. (2009) established the link between fluid overpressure and natural hydraulic fracturing evidenced by bedding-parallel fibrous calcite veins in the Neuquén basin. Several authors also mention the possible link between oil generation and fluid overpressure ([Ma et al., 2016](#); [Ma et al., 2017](#)).

Several experimental research results are published in the literature, as well, demonstrating analog modeling with fluid injections to reproduce fluid overpressure ([Al Duhailan, 2014](#); [Cobbold and Castro, 1999](#); [Cobbold et al., 2001](#); [Cobbold and Rodrigues, 2007](#); [Mourgues and Cobbold, 2003b](#); [Rodrigues et al., 2009a](#)) and with an analog material able to generate its own fluid during heating ([Lemrabott and Cobbold, 2010](#); [Zanella et al., 2014a](#)). This process has an impact on sediment deformation ([Cobbold et al., 2004](#); [Rodrigues et al., 2009a](#); [Zanella et al., 2014a](#)).

### **B. Bedding-parallel veins**

Bedding-parallel calcite veins (BPV) also known as 'beef' are observed worldwide in organic-rich shales of marine carbonate origin ([Cobbold et al., 2013](#); [Gale et al., 2014](#)). Webster (1826) was the first to describe fibrous layers of calcite in SW England. Then Buckland



and De La Bèche (1835) named these BPV 'beef' for their resemblance with the animal muscle structure. This expression stayed and from 1835 to present day as a common way for outcrop descriptions ([Eberli et al., 2017](#); [Hilgers and Urai, 2005](#); [Lang et al., 1923](#); [Ma et al., 2017](#); [Marshall, 1982](#); [Meng et al., 2018b](#); [Shearman et al., 1972](#); [Ukar et al., 2017a](#); [Zanella et al., 2015a](#); [Zanella et al., 2014a](#); [Zanella et al., 2015b](#)). Cone-in-cone structures forming a coaxial conical bundle occur commonly within calcite beef veins but not in steep ones that intersect bedding ([Cobbald et al., 2013](#); [Denaeyer, 1952](#); [Meng et al., 2018b](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Zanella et al., 2015a](#)).

## C. Morphologies and composition

BPV are composed of fibrous crystals of calcite with length/width ratios varying from one vein to another ([Bons and Montenari, 2005](#)). These fibers seem to have grown by antitaxial manner ([Lang et al., 1923](#); [Rodrigues et al., 2009b](#)), meaning the crystal in antitaxial veins "are in optical continuity across the vein and appear to grow from a median suture line towards the walls" ([Durney and Ramsay, 1973](#)). The substrate for the subsequent growth fibers is delimited by a median line ([Durney and Ramsay, 1973](#)) also called a median zone ([Bons et al., 2012](#); [Bons and Montenari, 2005](#); [Oliver and Bons, 2001](#)). This hypothesis was illustrated by Lang et al., (1923) for BPV in the Wessex basin and by Rodrigues et al., (2009) for BPV in the Neuquén basin. BPV veins often contain bitumen, liquid oil and/or gas inclusions in fibrous calcite ([Parnell et al., 2000](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Zanella et al., 2015b](#)). Fibers record the different tectonic regimes during their incremental growth making them good markers for the history of relative displacement of the wall ([Durney and Ramsay, 1973](#); [Taber, 1916a](#)) and could be an indicator of basin inversion ([Meng et al., 2018a](#); [Meng et al., 2018b](#); [Ukar et al., 2017a](#)). Only the total relative displacement of the vein walls can be deduced (Bons et al, 2012). The temperature of formation ranges from 70°C to 120°C ([Cobbald et al., 2013](#)). BPV are the results of the variation of P/T conditions and/or chemical reaction of a supersaturated fluid.

## D. Major mechanisms involved in natural hydraulic fracturing

The mechanism of opening and infilling of the BPV is still debated. Ramsay (1980) explains this process by a crack-seal mechanism where the fibrous mineral fills an open micro-crack. Earlier authors assumed the same conclusion ([Barker et al., 2006](#); [Cox, 1987](#); [Hilgers et al., 2001](#); [Means and Li, 2001](#); [Passchier and Trouw, 2005](#)). However more recent work suggests that not all fibrous veins are formed by the crack-seal mechanism, the only crack-seal event being the median zone and elongate blocky/fibrous or stretched crystals filled by continuous manner the vein with a cohesive boundary between fiber and substrate ([Bons, 2001a](#); [Bons et al., 2012](#); [Bons and Jessell, 1997](#); [Bons and Montenari, 2005](#); [Taber, 1918](#)). Some research

suggests that growth occurs on the closed interface between vein and wall rock ([Bons, 2000](#); [Bons and Jessell, 1997](#); [Bons and Montenari, 2005](#); [Fisher and Brantley, 1992b](#); [Hilgers and Urai, 2005](#); [Means and Li, 2001](#); [Oliver and Bons, 2001](#); [Wiltchko and Morse, 2001](#)). Indeed, Bons et al. (2001) and Hilgers et al. (2001) discuss about the growth competition which could be proportional to the width of the crack, in other words for these authors force of crystallization controls the opening of the fracture.

External agents like tectonic stress ([Meng et al., 2017b](#)) or pore fluid pressure ([Swarbrick et al., 2001](#)) can help to generate fracture opening. Under lithostatic conditions, the horizontal stress is the lowest stress, meaning that a horizontal fracture could not be formed ([Sibson, 2003](#)). BPV can be generated when i) the greatest stress is horizontal due to a compressive tectonic regime when the tensile strength perpendicular to the bedding is smallest and ii) the rock is anisotropic ([Cosgrove, 1995](#); [Cosgrove, 2001](#); [Lash and Engelder, 2005](#)). The fluid overpressure has to be greater than the lithostatic pressure due to the overburden weight and the tensile strength of the rock ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#)). It should be pointed out that high pore fluid pressures are common in sedimentary basins, especially at depth and are needed to generate horizontal fractures ([Stoneley, 1983](#); [Swarbrick et al., 2001](#)). The overpressure of the fluid seep into the pores create fractures ([Mourgues and Cobbold, 2003b](#)) and favored dissolution at depth ([Gustavson et al., 1994](#)). Causes of fluid overpressure able to generate a fracture opening are currently not determined. It could be due to i) a mechanical compaction, hydrocarbon generation or both of them meaning the chemical compaction ([Swarbrick et al., 2001](#)) ii) the gypsum, mica or other hydrous minerals dehydration ([Cobbold et al., 2013](#)) iii) hydrothermal fluids flowing in the host rock ([Cobbold and Rodrigues, 2007](#); [Cosgrove, 1995](#); [Stoneley, 1983](#); [Swarbrick et al., 2001](#)).

Meng et al. (2017a) interpreted that BPV are derived from seawater carbonates inorganic carbon a bioclasts in the Shales-With-Beef-Member. This process induce that the veins formed as closed-system hydraulic fractures in overpressured cells during sediment degassing in the methanogenic zone, in other words: immature shales. They also suggest that the skeletal fragments provide a control on the spatial distribution of veins as nuclei for calcite precipitation from supersaturated pore fluids.

## E. BPV in the Neuquén basin

BPV in the Neuquen basin is located in its three source rocks: i) locally in the underlying Los Molles Fm (early Jurassic), ii) in all the Vaca Muerta Fm accounting for as much as 10% by volume of the rock ([Rodrigues et al., 2009b](#)) and iii) in the overlying Agrio Fm (Early Cretaceous) ([Cobbold et al., 2013](#)). BPV are principally observed in the Vaca Muerta Formation (VMF) which exists in many outcrops in the Andean foothills where sedimentological, structural and geochemical studies were performed ([Cruz et al., 1996](#); [Kietzmann et al., 2014a](#); [Kietzmann et](#)

[al., 2016](#); [Parnell and Carey, 1995](#); [Zanella et al., 2015b](#)). Natural hydraulic fractures as bitumen veins and BPV were also described by several authors ([Bilbao, 2016](#); [Cobbold et al., 2013](#); [Eberli et al., 2017](#); [Parnell and Carey, 1995](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Ukar et al., 2017a](#); [Ukar et al., 2017b](#); [Weger et al., 2019](#); [Zanella et al., 2015b](#)). The geological framework and the lithological patterns of the VMF are very well constrained and makes it a world class area for BPV studies.

Our work focuses on two VMF outcrops located in the foothills of the Neuquén Basin. Based on the field study, the purpose of this paper is first to characterize the spatial distribution and morphology of the different fracture networks within the VMF and the parameters controlling the distribution of BPV. Second objective is to describe the paleostress and diagenetic fluids record by BPV based on textural and mineralogical characteristics, precisely at the macro- and microscopic scale.

### **III. Geological setting**

#### **A. The Neuquén basin**

The triangular-shaped Neuquén basin is located in the West-Central Argentina between latitudes 36° and 40° in northern Patagonia (Figure 124 A). It is a world-class basin for oil and gas in unconventional resources. Hydrocarbon exploration in the basin started in the 1920's after Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) was formed. Since the early 2000's this basin has experienced an expansion of geological and geophysical studies. Moreover, it is a newly proven unconventional basin, but has been relatively underexplored from that perspective. However, strong geological evidence for fluids overpressure of natural hydraulic fractures occur in this basin.

The stratigraphic column is composed of 7000 m thick Mesozoic-Cenozoic sediments divided in three main sedimentary cycles, i.e. Jurásico, Andico and Riograndico shown in Figure 124 ([Groeber, 1946](#); [Groeber et al., 1953](#); [Stipanovic, 1969](#)). This sedimentary evolution is controlled by different tectonic regimes over time which emphasized the importance of eustatic changes ([Legarreta and Gulisano, 1989](#)).

Figure 124 B shows the tectono-sedimentary evolution of the basin as detailed below. During the Mesozoic, it was a retro-arc basin located in the Pacific margin of South America which started with a rifting process that lasted from the Late Triassic to the Early Jurassic. Opening of small and isolated synrift troughs merged into a single large sag basin and were

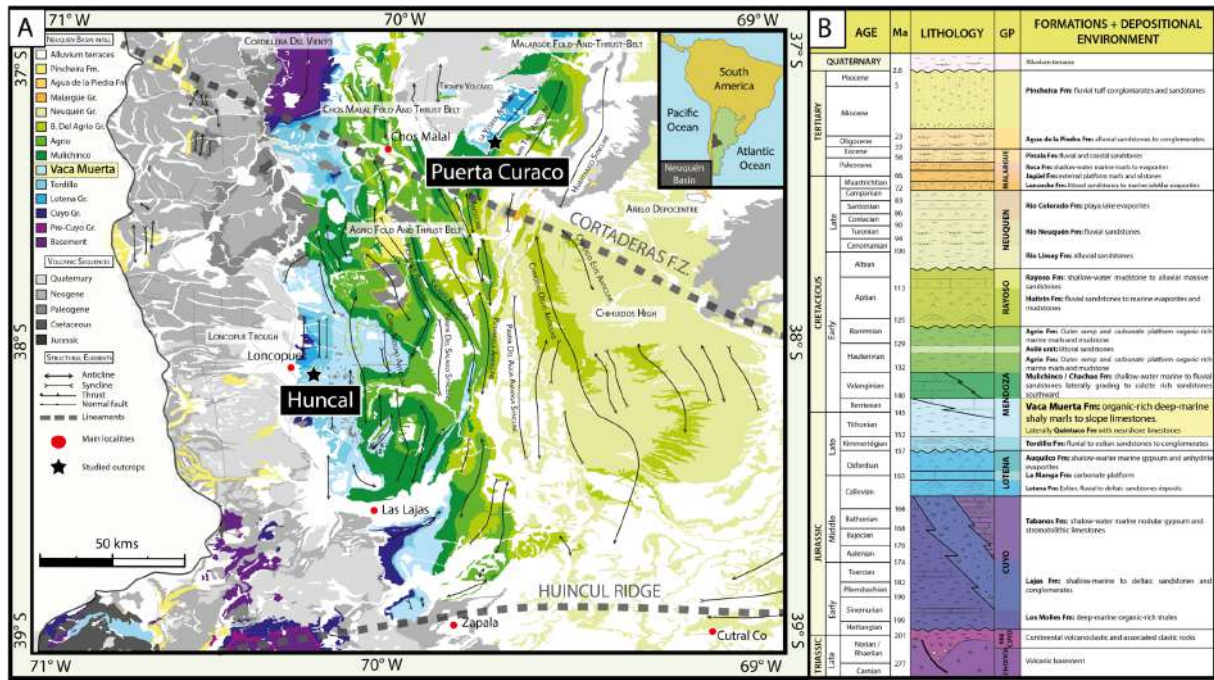


Figure 124 : Geology of the Neuquén Basin, Argentina. A. Geological map of the Neuquén Basin with the VMF outcrops (light blue) along the fold and thrust belt of the Andes. Studied outcrops are represented by black stars. Modified after internal report. B. Generalized stratigraphic column of the Neuquén Basin. The Vaca Muerta Formation is highlighted in yellow. (Modified from Groeber, 1946 ; Groeber et al., 1953 ; Stipanovic, 1969).

filled by continental deposits (Legarreta and Uliana, 1991; Legarreta and Uliana, 1996a). During the Early-Jurassic to late Cretaceous interval thermal subsidence changed the basin in a back-arc basin associated with a volcanic arc at the west part of the basin (Legarreta and Gulisano, 1989; Legarreta and Uliana, 1991; Mitchum Jr and Uliana, 1985). Depocenters were filled by continental and marine siliciclastic, carbonate, evaporitic sediments and volcanic ashes (Legarreta and Uliana, 1996a). With the opening of the South Atlantic Ocean, a major plate reorganization took place by middle Cretaceous times and continued throughout the Cenozoic leading to shortening alternating with extensional events (Ramos, 2010) in the back-arc basin. This period is characterized by continental to evaporitic deposits. Contractual reactivation generated a fold-and-thrust belt with a foreland basin to the east where excellent Mesozoic successions are cropping out (Howell et al., 2005; Manceda and Figueroa, 1995; Vergani et al., 1995).

## B. Vaca Muerta Formation (VMF)

Deposition of the Late Jurassic–Early Cretaceous Mendoza Group started with the accumulation of fluvial, lacustrine, and eolian deposits of the Tordillo Formation followed by a 2000 m thick marine sequence of the Quintuco-Vaca Muerta system. The Vaca Muerta Formation underlies most of the foreland basin and crops out in different fold and thrust belt regions (light blue in Figure 124 A). The Vaca Muerta Formation locally dated as Early to

earliest Upper Tithonian ([Leanza et al., 2003](#)), consists of a thick succession of dark bituminous deep-marine organic-rich black shales deposited under anoxic conditions of shelf and slope marine settings ([Kietzmann et al., 2014a](#); [Kietzmann et al., 2016](#); [Spalletti et al., 2000](#)).

Vaca Muerta Formation is described to be the main source rock for oil and gas in the Neuquén Basin ([Cruz et al., 1996](#); [Urien and Zambrano, 1994](#); [Villar et al., 2005](#)) due to its high organic matter content; averaging 4% total organic carbon (TOC) for the entire formation and up to 10-12% in its lower part. The kerogen is mainly from marine origin (type II) ([Sylwan, 2014](#)). In the embayment, the maturation reached an index of vitrinite reflectance (Ro) which is between 0.6 and 1.5% (oil to early gas window) compared to the foothills where Ro is the highest ranging more than 2% at the base and decreasing to 1.2% at the top of the formation ([Cruz et al., 1996](#); [Scasso et al., 2005](#); [Stinco and Mosquera, 2003](#)). The entering in the oil then gas window of the source rock began during the burial from the Late Cretaceous and lasted to the Eocene ([Cruz et al., 1996](#); [Omil et al., 2014](#); [Parnell and Carey, 1995](#)). Maturation could also be attributed to local thermal impact of igneous sill-complexes on the source rock ([Spacapan et al., 2018](#); [Zanella et al., 2015b](#)).

### C. Bedding Parallel Veins (BPV) in the Neuquén basin

Several authors have already described and analyzed BPV in the VMF. Firstly, veins were described on several outcrops in foothills. Parnell and Carey (1995) and Parnell et al. (2000) have observed hydrocarbon inclusions within BPV calcitic fibers (solid and liquid). Then, Rodrigues (2008), shows with carbon oxygen analysis that BPV fibers formed during late diagenetic alteration. His results on fluid inclusion assessment indicate an oil window environment during trapping with temperature ranging from 92°C to 113°C and raman measurements give a high overpressures conditions of BPV formation during the oil migration. Thereafter, Rodrigues et al. (2009) have described the widespread occurrence of BPV representing 10% by volume of the rock mainly present on the Lower part of the VMF in Mulichinco and Laucha areas. They have also displayed that BPV have grown by antitaxial manner: from the center towards both edges of the vein. Finally, they have proposed a model for BPV generation with two calcite generations, the first would have been formed by vertical opening and contain hydrocarbon inclusions, the second generation doesn't contain hydrocarbon inclusions and fibers are oblique due to their growth during the horizontal shortening of the basin. In the Mendoza province, Zanella et al. (2015b) suggest that BPV are formed at the same time as the bitumen veins and a part of their distribution could be linked with the intrusion of magmatic bodies dating mostly from the Mid-Miocene which locally increase the maturity of shales ([Spacapan et al., 2018](#)). Eberli et al. (2017) and Weger et al. (2018) applied the clumped isotopes method on BPV and to its adjacent host rock from Puerta Curaco outcrop providing an estimation of the temperature and the  $\delta^{18}\text{O}$  of the fluid involved in precipitation. Results show a temperature of 112°C in the median zone and 108°C at the



edge of the BPV. The temperature of the host rock is cooler with values around 100°C. They concluded that fractures acted as open conduits for heated fluid and hypothesized that overpressure and horizontal compression could generate BPV in the VMF. Also, a transect of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  (n=27) isotopes performed with a microdrill system in a 6 cm thick vein shows that there is an internal growth symmetry.

On the Arroyo Mulichinco outcrop, Ukar et al. (2017a) have observed contemporaneous domal shapes in BPV resulting of a localized shortening and thickening with host-rock shales trapped inside the fibrous calcite forming thrust and fault-bounded pop-up structures.

These structures record different paleostress orientations of the shortening in the Neuquén basin. In another study, Ukar et al. (2017b) identified four main fracture sets cutting the BPV and are also present within other Vaca Muerta facies. These microfractures observed in BPV are markers for different paleostress directions within the VMF and could predict microfractures in adjacent shales.

In a second part, BPV located in the embayment (Figure 124 A) started to generate interest for the petroleum industry because of wells localized in this area. Bilbao (2016) observed BPV on cores with equant calcite with an overall bright orange luminescence meaning the calcite precipitated from a fluid rich in Mn and Fe under reduced conditions with a single fluid phase. The strike orientation of these fractures in the E-W direction is like the convergence vector of the Pacific and the South America Plates during mid-Cretaceous. TOC values in the BPV interval reached 6,8%. According to these results, three different scenarios for the timing of BPV are proposed: later Cretaceous due to main stress field, a second stage related to the onset of hydrocarbon generation and third stage with the fracture cementation occurred through calcite precipitation. For Lejay et al. (2017) and Larmier et al. (2019) distribution of BPV located in embayment is controlled by TOC variation, maturity and sedimentary heterogeneities.

## D. Puerta Curaco outcrop

Puerta Curaco is the first studied outcrop located in the eastern part of the Chos Malal-Fold and thrust belt where the Tordillo / Vaca Muerta / Quintuco system as part of the Mendoza group are well exposed on the La Yesera anticline (Figure 124 and Figure 125 A). In these areas, marlstone and limestone of the VMF have many ashbeds inserted (Figure 125 B) ([Charrier et al., 1985](#); [Kietzmann et al., 2014a](#)). The sequence is dated from the Early Tithonian to Early Valenginian age ([Leanza et al., 2003](#)) derives from the ammonite biozone of Leanza and Hugo (1977) and Ricardi et al. (2011). In the Chos Malal fold and thrust belt, most of the deformational compression took place during the Late Cretaceous-Paleogene and Neogene uplifting ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Folguera et al., 2015](#); [Kozlowski et al., 1997](#); [Ramos and](#)



[Kay, 2006](#); [Sagripanti et al., 2016](#); [Sánchez et al., 2017](#); [Vergani et al., 1995](#)). In particular on this outcrop, the most important uplift occurred during the Eocene and Miocene-Holocene ([Catalano et al., 2018](#)). The VMF entered in the Early Oil Window during Albian (110°C) in the thermal subsidence stage and continued until the Santonian with the condensate – Wet Gas Window (140°C). The vitrinite reflectance of the VMF in this area is close to 2% ([Waples, 1980](#)). Previous studies on BPV in this area show i) a weak correlation between BPV and TOC ii) isotopic variations from the center to the edge of the BPV as explained below and iii) the temperature of the surrounding rock is lower than the BPV itself ([Eberli et al., 2017](#); [Weger et al., 2019](#)).

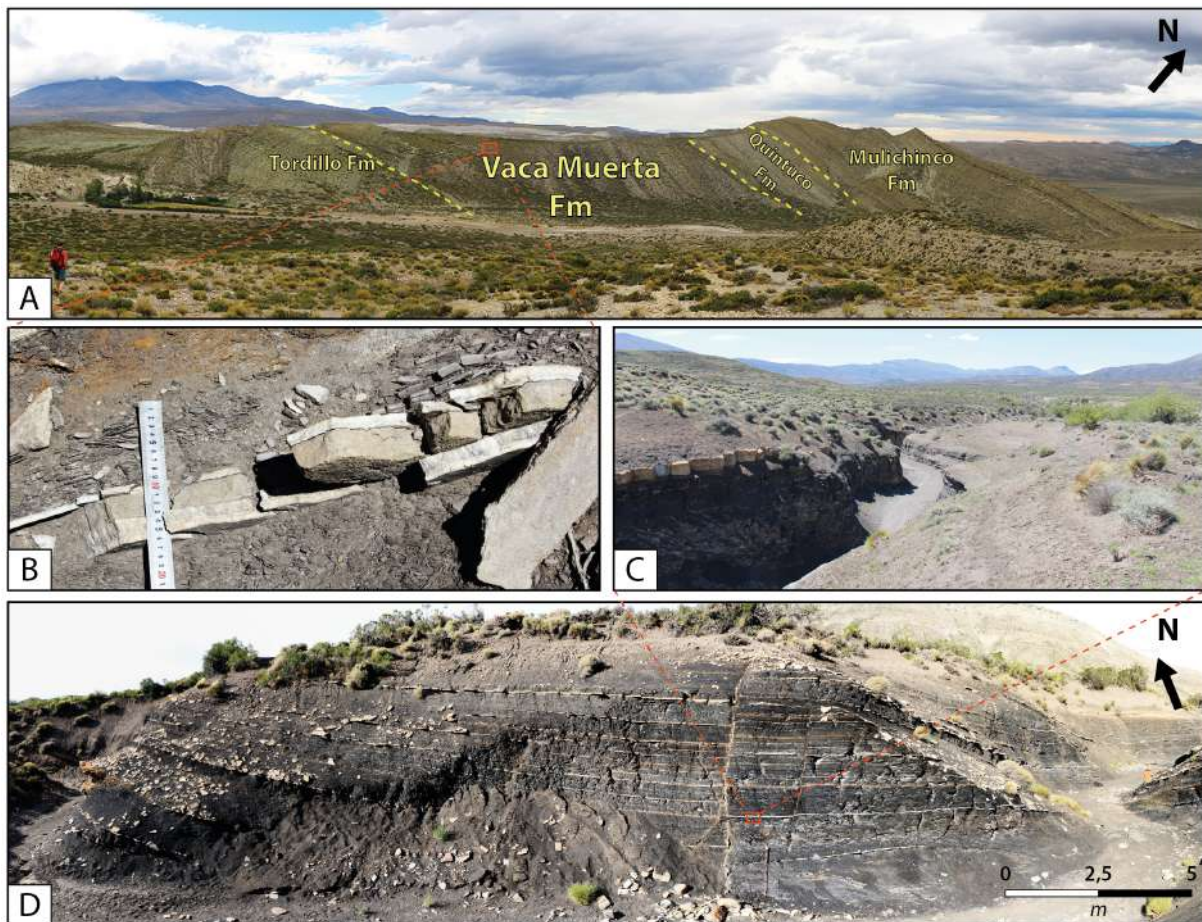


Figure 125 : Studied outcrop pictures. A. Puerta Curaco outcrop: Stratigraphic section of the Tordillo to the Mulichinco formation, the entire VMF is cropping out. B. Two BPV on either side of an ashbed from Puerta Curaco. C. BPV from Huncal. D. Huncal outcrop: the lower Vaca Muerta section is displaying in this section and many BPV are interspersed with it.

## E. Huncal outcrop

The second studied outcrop, Huncal, is located in the Western Agrio Fold-and-Thrust belt in the Cerro Mocho, in the western part of the Neuquén basin (Figure 124 A). Sedimentary series are impacted by several N-S trending anticlines from 5 km to 10 km wavelength. Some

backthrusts are locally cross-cutting an east-vergent fan (Vera et al., 2014; Vera et al., 2015). This thin-skinned deformation is duplicated on thick-skinned structures of reactivated basement faults that were transported eastward and inserted beneath a Late Jurassic decollement (Valcarce et al., 2006; Zapata et al., 1999). Two episodes of exhumation affected this part of the foothills; the first one took place between 90 Ma to 50 Ma and the second one from 11 Ma to 6 Ma (Burns, 2002; Kay et al., 2006; Vera et al., 2015; Zamora Valcarce et al., 2009). Many igneous sill- and dyke-complexes intrude the Mendoza Group, especially VMF, which locally heat the source rock increasing its maturity (Spacapan et al., 2018). The outcrop is located about 8 Km to the Loncopué village on the west limb of an anticline where beds dip 27° towards the south (Figure 124 A; Figure 125 C and D). In that zone, more than 120 meters of the lower part of the VMF is represented by widely exposed, organic-rich dark shales with altered layers 5 cm thick layers (Figure 125 D). Unlike Puerta Curaco, no calcareous nodules and ashbeds were observed over the entire section. The ammonite *Catutosphinctes callomoni* noticed belongs to the *Windhausenicerias internispinosum* ammonite biozone, thus indicating a lowermost Upper Tithonian age (Damborenea and Leanza, 2016; Zeiss and Leanza, 2010). Leanza et al. (2003) performed a sedimentological log in this area and they were particularly interested in the Huncal member. Two outcrops pretty close to Huncal were already studied for BPV as new kinematic indicator and for markers as predictor of vertical macro fractures in shale: Arroyo Mulichinco and Puesto located 2Km from the Huncal outcrop (Ukar et al., 2017a; Ukar et al., 2017b).

## **IV. Methodology**

Based on the same methodology described by Larmier et al. (2019) on cores, we performed a lithological log by identifying and reporting each BPV and on the entire section of the VMF at the two previously described outcrops. Main sedimentological facies already identified by other authors (Capelli et al., 2018; Kietzmann et al., 2016; Leanza et al., 2003) were reported as well. We identified each BPV and noted if they were located at interfaces between two sedimentary facies i.e. "BPV at interfaces" or within the same facies i.e. "BPV inside" like our previous nomenclature (Larmier et al., 2019). The interest of outcrop studies is to observe morphologies and continuities of the BPV in 2D or even in 3D in some places. Following these observations, we analyze two new types of BPV, namely continuous BPV (CB) and discontinuous BPV (DB). These morphologies have already been described for BPV in the Lower Jurassic black shales in Wessex Basin, UK (Meng et al., 2018a). On one side, continuous BPV have planar-concave shape with blunt tips which are wedge, round, or even square and the walls are planar. Their length is pluri-metric to pluri-decametric. On the other side, discontinuous BPV have lenticular morphology with tapering tips. Their shapes were symmetric with the maximum aperture in vein center and gradually decreasing towards veins tips. Discontinuous BPV length is pluri-millimetric to pluri-metric, not exceeding 5 m.

In a second part, we sampled several BPV, sedimentary facies, transversal veins then we made them into thin sections ( $n_{\text{Total}}=127$ ) in order to perform microscopical analysis. All BPV thin sections are perpendicular to bedding and parallel to the major axes of the calcite fibers. Each thin section was analyzed with polarized and analyzed light then polarized and non-analyzed light with the optical microscope Zeiss Axio Zoom.V16. Cement calcitic veins were observed at the cold catholuminescence for the purpose of identifying different fluids composition of the vein. QEMSCAN analysis were performed on five thin-sections in order to identify the mineralogical composition. Scanning electron microscopy (SEM) was used to i) perform backscattered-Electron (BSE) imaging and ii) Energy X-Ray Spectroscopy (EDS) analysis on thin sections. EDS imaging was used for mapping and for picking specific areas. SEM analyses were conducted at the Institut des Molécules et des Matériaux du Mans (IMMM). The SEM used was a JEOL JSM 6510 LV microscope with 20kV acceleration voltage, 10mm working distance, using the secondary electron mode of detection.

Shales were also sampled at 0.5 meter intervals for the first hundred meters of the log section of the Huncal outcrop. Further analysis with the RockEval 6 ([Behar et al., 2006](#); [Espitalié et al., 1977](#); [Lafargue et al., 1998](#)) resulted in TOC and CaCO<sub>3</sub> curves.

## **V. Results**

### **A. BPV distribution**

#### **1. Puerta Curaco outcrop**

Figure 126 A represents the full resolution fracture log of the VMF in Puerta Curaco outcrop. This log was strictly performed on this outcrop which explains the two gaps at the bottom from 0 to 10 meters, then from 27 to 32 meters. Each BPV was counted and their composition were recorded: calcitic BPV ( $n=353$ ) or gypsum BPV ( $n=157$ ). Micro-BPV ( $n=34$ ) already identified by Larmier et al. (2019) were also reported. In addition, each calcite or gypsum filled transverse veins ( $n=33$ ) were included on the lithological log, as well. Finally, all ashbeds were also counted ( $n=296$ ).

Main sedimentary facies nomenclature identified from previous studies in this outcrop were very helpful for facies identification and are represented on our lithological log on Figure 126 A ([Capelli et al., 2018](#); [Catalano et al., 2018](#); [Kietzmann et al., 2016](#)).



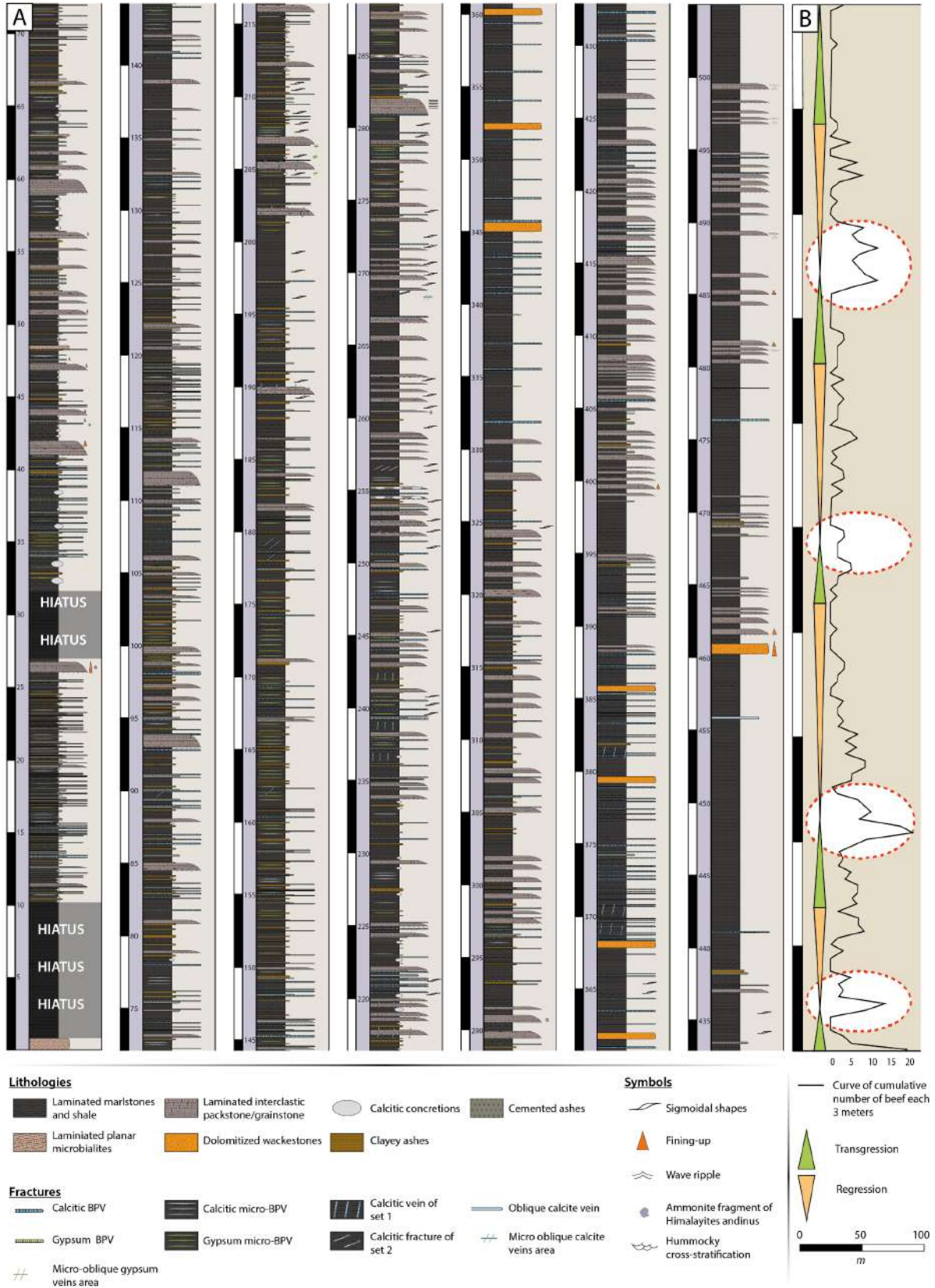


Figure 126 : A. Lithological and fracture log from the Puerta Curaco outcrop. All BPV observed in the section are displayed. B. Sequence stratigraphy of the entire Vaca Muerta section with the black curve representing the cumulative number of BPV at 3 meters intervals (modified from Capelli et al., 2018).

- = **Laminated marlstones and shales**: consist of black to dark gray, laminated mudstones/marlstones with abundant organic matter. The matrix consists of fine silt-sized quartz and plagioclase grains, bioclastic debris, and coccolith fragments. Cements include microgranular quartz, and granular calcite ([Capelli et al., 2018](#)).
- = **Laminated planar microbialites**: rich in organic matter with minor silt-sized clasts and clays. Lamination display submillimeter-to millimeter- thickness and are horizontal to sub-horizontal oriented. Grains mainly consist of thinly shelled oysters, ammonite and fish remains, and radiolarians.

Kietzman et al., (2016) identified these two previous facies in the basin to distal outer ramp.

- = **Laminated interclastic packstone/grainstone**: is interbedded facies which shows typically horizontal lamination, and dominant particles are well sorted, subangular to angular, fine to medium sand size micritic intraclasts. Fossil content include radiolarian, benthic foraminifera, ammonites, articulated and disarticulated bivalves, and gastropods. Terrigenous clasts occur in low proportions and include silt-sized quartz, plagioclase and feldspar. It is interpreted as an outer ramp facies by Kietzmann et al. (2016).
- = **Dolomitized wackestone**: are horizontally laminated and laterally continuous, dolomitized beds. They have a characteristic orange color and bed at the base of the Quintuco Fm in the transition interval (the Puesto Barros Member). The microfacies is represented by equigranular mosaic of anhedral to subhedral crystals, containing isolated terrigenous clasts and calcispheres.
- = **Calcitic concretions**: Nodules and calcitic front are exclusively carbonated (even if some of them may display significant amount of pyrite) which are mainly developed in the marlstone of the VMF. They refer to early diagenetic processes. Nodules are generally initiated by a nucleus as a trigger such as bioclasts, ammonites, etc. Their size varies between few centimeters to infra-metric scale in diameter.

These last two facies below display volcano-clastic material (volcanic ash) or cinerite deposited intermittently during eruptions throughout the period of the VMF deposition. Both facies also reflect the closeness and intensity of volcanism.

- **Clayey ashes** (n=265): is characterized by a fine particle size such as a significant fraction of smectite clay and is fissile. Main ranges are summarized hereunder.
- **Cemented ashes** (n=131): has a grainy texture with medium to coarse grains (original automorph crystals). These facies have been qualified as lapilli. Grain size varies between 0.5 to 2 mm. Its cement phase is composed of a large proportion of carbonate. Main ranges are summarized here under.

On the outcrop we counted calcite BPV on the bottom of ashbeds (n=56) and on their top (n=80) (Tableau 3).

In Figure 126 B the black curve represents cumulative number of BPV along the VMF at 3 meters intervals, comparing transgression/regression areas to sequence stratigraphy interpreted from Capelli et al. (2018). The ellipses with red dotted lines highlight the Maximum Flooding Surface (MFS) areas.

The field allowing to assess the extent of the fractures, new families of BPV have been identified; the continuous BPV (n=206) and the discontinuous BPV (n=147) (respectively Figure 127 A & B). We also classified BPV in "BPV inside" (n=190) and "BPV at interfaces" (n=163). All the results of the BPV counts are in Tableau 3.

Tableau 3 : Number and percentage of different varieties of BPV and ashbeds counted in Puerta Curaco outcrop.

Continuous BPV	Discontinuous BPV	BPV at interfaces	BPV inside	CB interfaces	CB inside	DB interfaces	DB inside	Total of BPV
206	147	190	163	125	81	38	109	353
58%	42%	54%	46%	61%	39%	26%	74%	100%
Clayey ashes	cemented ashes	BPV on the bottom of the asbeds		BPV on the top of the ashbeds		Total of ashbeds	Total of BPV at ashbed boundaries	
265	131	56		80		396	136	
67%	33%	41%		59%		100%	100%	

Then, in Puerta Curaco, secant calcite filled veins are cropping out as well (Figure 127 C), providing sampling and stratigraphic measurements. The Figure 127 D displays the cumulative number of BPV distribution and the cumulative number of transverse veins repartition in the entire VMF section. It is observed that 50% of the BPV takes place in the Lower Vaca Muerta part in the first 150 meters of the section, there is a new peak of BPV occurrence between 350 to 450 meters. On the contrary, more than 60% of transverse veins are located between 180 to 260 meters. There is an anti-correlation between BPV and transverse veins repartition; when the BPV frequency decrease, the transverse veins frequency increase.



Larmier et al. (2019) has shown the link between TOC and BPV repartition. Therefore, we used TOC analysis performed by Eberli et al. (2017) to compare it with BPV distribution. On the Figure 127 E the TOC curve is represented in red whereas continuous BPV (CB) are violet dots and discontinuous BPV (DB) are yellow dots. They are plotted as a function of their location in the log and of their thickness. First, it appears that there is a link between thickness of BPV and their occurrence; the greater the thickness, the lower the occurrence. Secondly, it does not appear that there is a clear link between the ratio of all BPV to TOC, also concluded by Weger et al. (2018). We followed laterally some continuous BPV in order to constrain their length, they crop out over a length of more than 300 meters (Figure 127 A) while the discontinuous ones are no more than a few meters long (Figure 127 B).

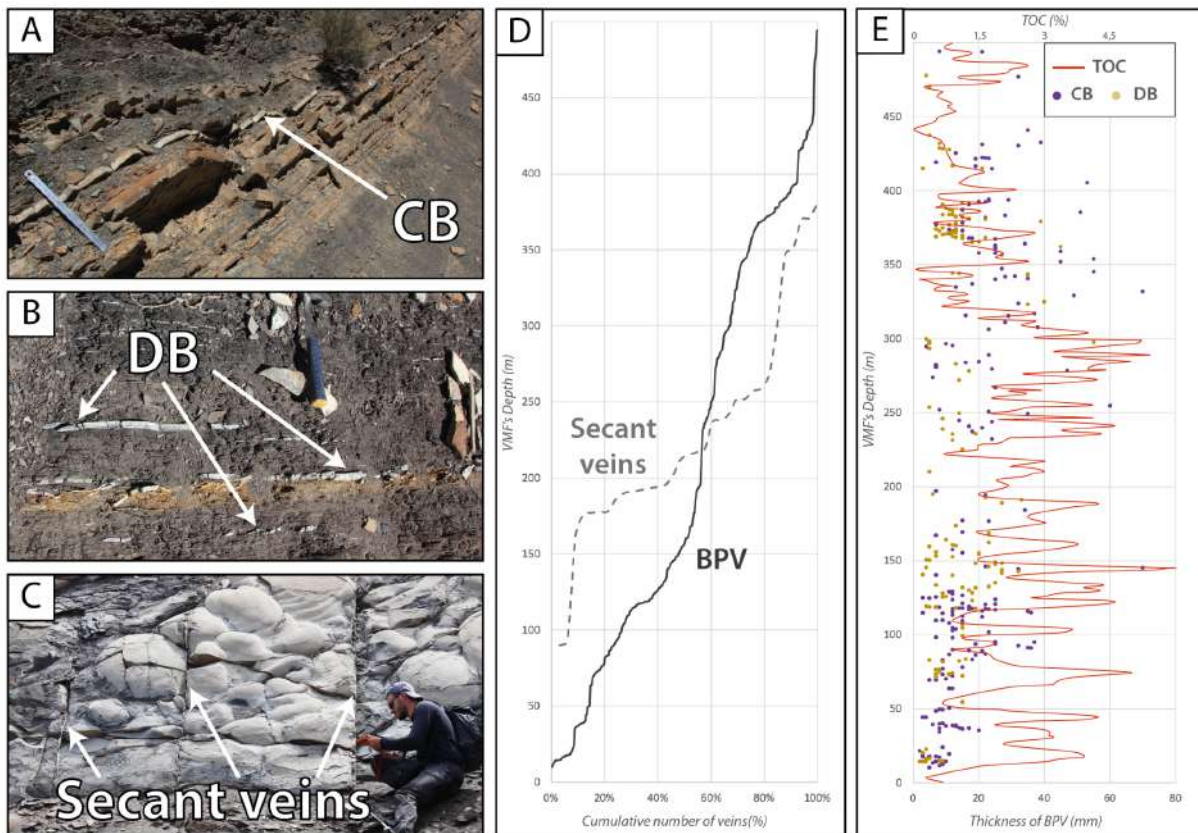


Figure 127 : Pictures and data from Puerta Curaco. A. Continuous BPV (CB). B. Discontinuous BPV (DB). C. Transverse veins from set 1 filled by calcite. D. Black curve shows the cumulative number of calcite BPV in the entire formation then the dot curve shows the cumulative number of transverse veins in the entire formation. E. The red curve is the TOC from Weger et al.(2018), dots (yellow for DB and purple for CB) show their thickness as a function of their location in the section. D. Cumulative number of calcite BPV (black line) and Cumulative number of transverse veins (dotted line) in the entire formation.

We observe on the field that continuous BPV are mainly located at the interfaces with sedimentary ash while discontinuous BPV are located in mudstone facies (Figure 126 A). Figure 128 shows the distribution of the cumulative number of continuous BPV (blue-filled) (Figure 128 A), and discontinuous BPV (orange-filled) (Figure 128 B) every 5 meters. The brown curve displays the cumulative number of ashbeds each 5 meters along the Puerta Curaco section.

For Figure 128 A & B, areas highlighted with red dots show the correlations between the high frequency of BPV and ashbeds. Continuous BPV peaks correlate in areas with high interface occurrence while the relationship seems less clear for discontinuous BPV. Figure 128 C & D show the same curves of continuous BPV and discontinuous BPV respectively but this time correlated with the TOC red curve data of Eberli et al. (2017). Once again, the areas highlighted with red dots show the main correlations between the distribution of BPV and the evolution of the TOC. Discontinuous BPV occurrence peaks show a stronger correlation with TOC measurement peaks than continuous BPV occurrence peaks with TOC measurements. To conclude on the results in Figure 128, the distribution of continuous BPV seems to be related to the increase in ashbeds frequency, while discontinuous BPV seem to be related to TOC peaks.

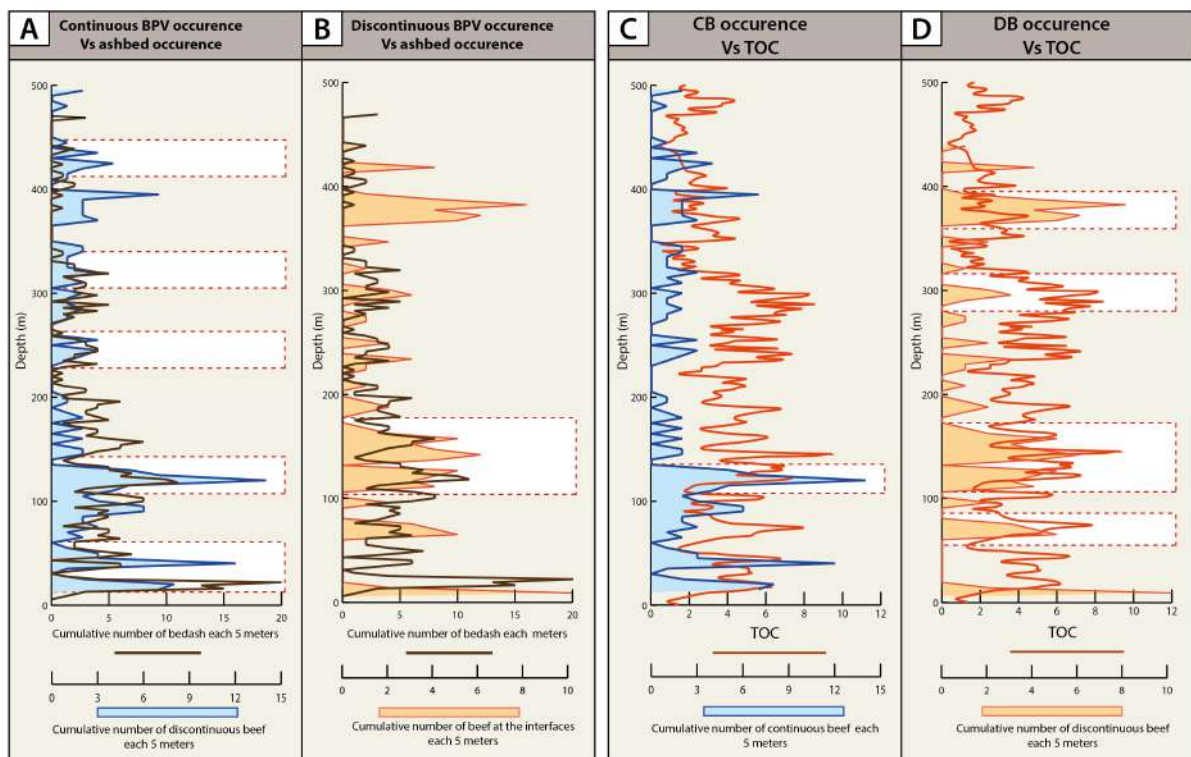


Figure 128 : A. Cumulative thickness of continuous BPV each 5 meters in the blue filled curve and the cumulative number of ashbeds each 5 meters in the brown curve. B. Cumulative thickness of discontinuous BPV each 5 meters in the orange filled curve and the cumulative number of ashbeds each 5 meters in the brown curve. C. Cumulative thickness of continuous BPV each 5 meters in the blue filled curve and the TOC from Eberli et al., (2017) in the red curve. D. Cumulative thickness of discontinuous BPV each 5 meters in the orange filled curve and the TOC from Eberli et al., (2017) in the red curve.

Focus on transverse veins which are filled by calcite, the strike and dip orientation was measured for each of them, which allowed us to identify two distinct sets of fracture orientations; set 1 with an average N108/90 and set 2 with an average N45/33W (Figure 129 A). These two sets are filled by equant calcite with solid inclusions of shales and bitumen and with aqueous and hydrocarbon fluid inclusions (Figure 129 B, C, D & E). The two sets overlap

each other simultaneously and crosscut BPV indicating that they are subsequent to them. The Figure 129 F displays a stereogram plotting BPV from the two canyons used in Puerta Curaco during the field (black and green ones), the fracture set 1 (red) and the fracture set 2 (blue).

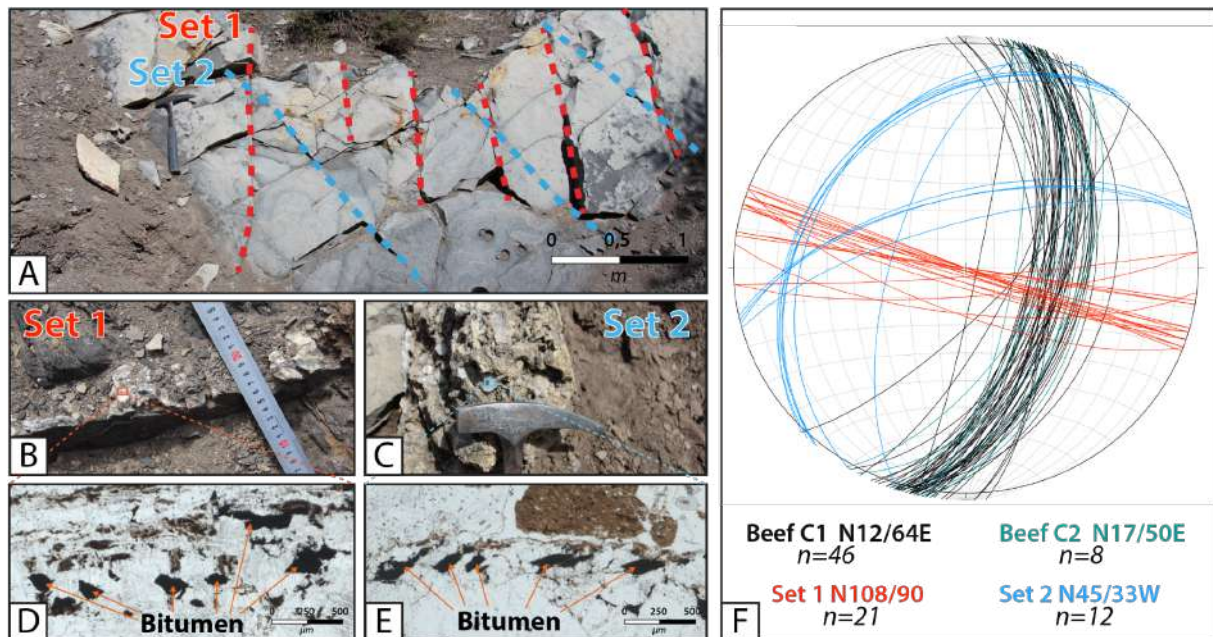


Figure 129 : Pictures and data from Puerta Curaco. A. Fracture from set 1 and set 2 in a laminated interclastic packstone/grainstone layer. B. Calcitic filled vein from set 1. C. Calcitic filled vein from set 2. D. Thin section of a calcitic filled vein from set 1 showing bitumen. E. Thin section of a calcitic filled vein from set 2 showing bitumen. F. Stereographic diagram showing orientation of BPV from canyon 1 and canyon 2, fracture set1 and fracture set2.

## 2. Huncal outcrop

The sedimentological facies of the Huncal outcrop are quite different from those of Puerta Curaco. Contrary to Puerta Curaco, only the Lower VMF section crops out ([Leanza et al., 2003](#)). This outcrop is not displaying ashbeds and gypsum BPV but has some facies alteration indicating that the depositional environment of this outcrop was further away from the volcanic arc. Transverse veins are few (n=5) with a global orientation N150/25E. For a thickness of 120 meters, a total of 163 BPV were counted by separating continuous BPV (n=74) and discontinuous BPV (n=89).

We performed a detailed lithological log (Figure 130) incorporating sedimentary facies description from previous work ([Leanza et al., 2003](#)), then completed it with thin section and DRX analysis of different micro facies sampled.



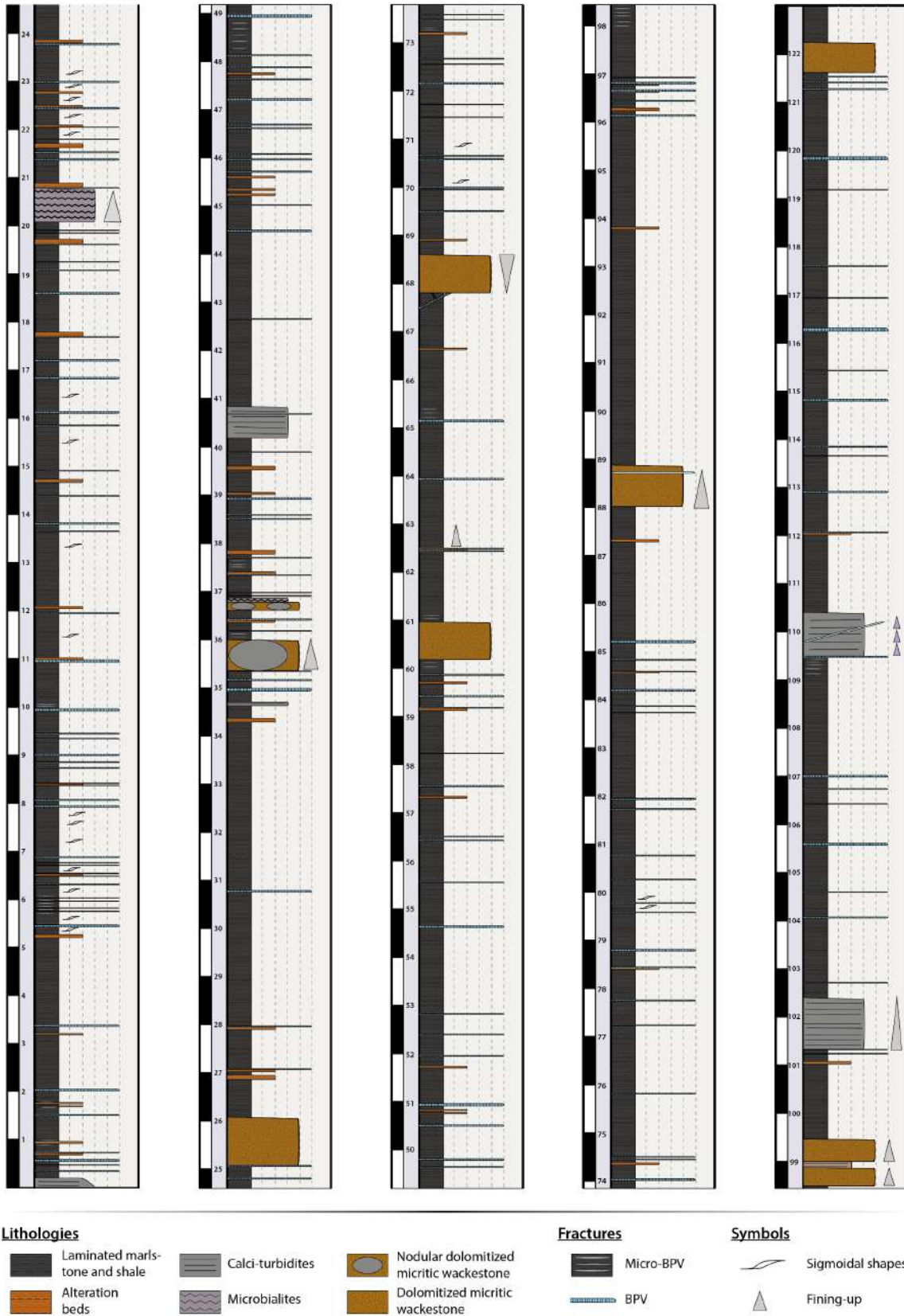


Figure 130 : Lithological and fracture log from the Huncal outcrop. All BPV observed in the section are displayed.

- **Laminated marlstone and shale**: are dark gray to black and well laminated. They are composed of well-sorted, subangular to angular, fine to medium sand-sized micritic clasts. They contain some disarticulated in faunal bivalves, fish scales, abundant radiolarians and ammonites. Some samples show irregular and discontinuous microbial-induced laminae.
  
- **Alteration beds**: correspond to gypsum levels with some goethite. They are composed of a mixture of gypsum and pyrite with a particular geochemical signature (Sr, Ba, Pb, Co, Mo...) sometimes powdery and sometimes laterally indurated. These levels are probably related to fluid flows with iron precipitating as pyrite (then degrading to gypsum to goethite).
  
- **Calci-turbidites**: is similar to Laminated marlstone and shale but contains a higher proportion of carbonate beds (marl/limestone ratio).
  
- **Microbialites**: They are laminated composed of well-sorted, subangular to angular, fine to medium sand sized micritic clasts.
  
- **Dolomitized micritic wackestone**: are horizontally laminated and laterally continuous, dolomitized beds, although they can be also developed are horizontally laminated and laterally continuous.
  
- **Nodular dolomitized micritic wackestone**: have the same lithology as the previous facies but they are intruded by aligned calcareous nodules.

The sedimentary interval is showing a very distal depositional environment that tends to be a little shallower at the top of the log with an increasing of dolomitized micritic wackestone and calci-turbidites.

Tableau 4 : Number and percentage of different varieties of BPV and ashbeds counted in Huncal outcrop.

<b>Continuous BPV</b>	<b>Discontinuous BPV</b>	<b>Total of BPV</b>
74	89	163
45%	55%	100%

Like Puerta Curaco outcrop, each BPV displays both discontinuous and continuous BPV morphology (Figure 131 A 1 B, respectively). We classified BPV in "Continuous BPV" (n=74) and "Discontinuous BPV" (n=89). All the results of the BPV counts are in Tableau 4. All BPV are plotted on Figure 131 C with violet dots for continuous BPV (CB), yellow dots for discontinuous BPV (DB) and our TOC analysis in the red curve. The TOC is decreasing deeply from the

bottom (2-6%) to the top of the log (1-2%). Moreover, BPV frequency is the highest where TOC is the highest and they are thickest where their frequency is low. To conclude, on a global trend, continuous BPV occurrence is the highest at the base whereas discontinuous BPV occurrence is the highest at the top. The graph on Figure 131 D displays same continuous BPV and discontinuous BPV occurrence as a function of their thickness and the blue curve is the % CaCO<sub>3</sub> content. Calcite variations seem to be correlated with TOC variations (Figure 131 C) meaning that discontinuous BPV are localized in calcite rich areas compared to continuous BPV.

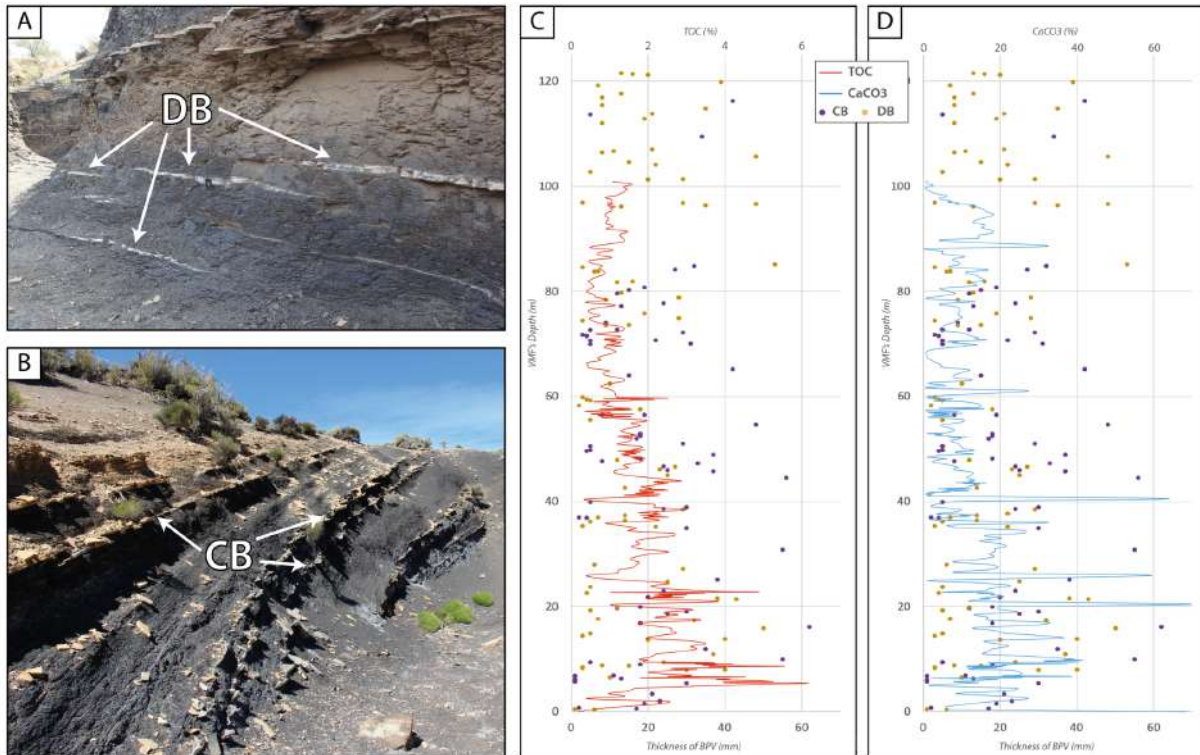


Figure 131 : Pictures and data from Huncal. A. Photography displaying discontinuous BPV (DB). B. Photography displaying continuous BPV (CB). C. The red curve is the TOC measured with the Rock-Eval 6 at UPMC, dots (yellow for DB and purple for CB) are displaying their thickness in function of their location in the log section. D. The blue curve is the CaCO<sub>3</sub> measured with the Rock-Eval 6 at UPMC, dots (yellow for DB and purple for CB) are displaying their thickness in function of their location in the log section.

Figure 132 A displays the cumulative number of continuous BPV each 5 meters (blue filled curve) compared to the TOC measurements (red curve) whereas Figure 132 B displays the cumulative number of discontinuous BPV each 5 meters (orange filled curve) compared to the TOC measurements (red curve). The red dotted line areas highlight the correlation between the occurrence of BPV and TOC peaks. It appears that the occurrence peaks of discontinuous BPV correlate well with the peaks of TOC. On the other hand, there is no clear relationship between continuous BPV and TOC. Figure 132 C shows the frequency of continuous BPV (orange), discontinuous BPV (blue), and the matrix (grey dashed) as a function



of their associated TOC. There does not appear to be a trend for continuous beef, however, continuous beef is located in areas of high TOC.

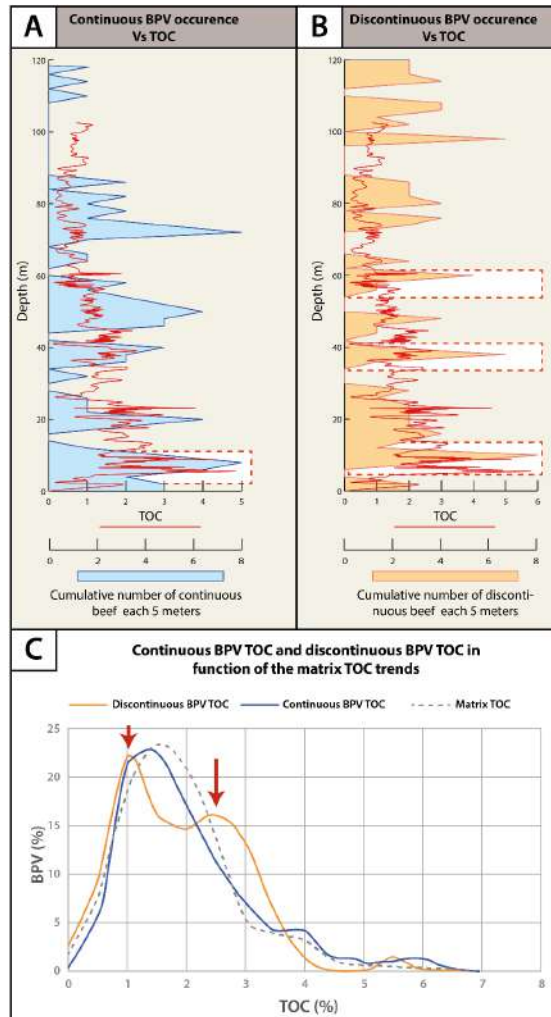


Figure 132 : A. Graph showing the number of continuous BPV every 5 meters (blue filled curve) with the TOC (red curve). B. Graph showing the number of discontinuous BPV every 5 meters (orange filled curve) with the TOC (red curve). Correlations between TOC peaks and BPV occurrence peaks are highlighted in the red dotted boxes. C. Graph showing the frequency of continuous BPV (in blue), discontinuous BPV (in orange) and of the matrix with their associated TOC (values extrapolated from the numerical code developed by Larmier et al., (2019)). The majority of the continuous BPV are located in the areas with the highest TOC.

## B. BPV texture and composition

The hundred thin sections of BPV performed on these two outcrops were carefully analyzed and texture were compared between each other and their characteristics already explained for some in the literature. Based on these observations, we propose a table in Figure 133 receiving the principal texture displayed by PBV from the VMF with their petrographic characteristics. BPV textures varying in function of these following parameters.




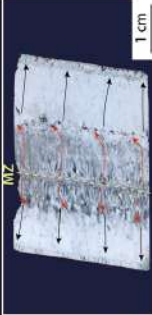




















Outcrop	LPA	Petrographic characteristics	Outcrop	LPA	Petrographic characteristics
		<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Huncal</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ataxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> </ul> </li> </ul>			<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Puerta Curaco</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- Three calcite generations</li> <li>- First generation deformed</li> </ul> </li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Puerta Curaco</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Asymmetric median zone</li> </ul> </li> </ul>			<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Huncal</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- Three calcite generations</li> <li>- Cone in cone structure</li> </ul> </li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Huncal</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Symmetric median zone</li> </ul> </li> </ul>			<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Puerta Curaco</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ataxial growth</li> <li>- Lenticular shape</li> <li>- Microbeef</li> </ul> </li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Huncal</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Asymmetric median zone</li> <li>- Sheared fibers</li> </ul> </li> </ul>			<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Puerta Curaco</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ataxial growth</li> <li>- On both sides of ashbeds</li> </ul> </li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Lechuza</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Symmetric median zone</li> <li>- Shared fibers</li> </ul> </li> </ul>			<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Puerta Curaco</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- Shaly and micro fractured median zone</li> <li>- Two calcite generations on one whole only</li> </ul> </li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Lechuza</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Symmetric median zone</li> </ul> </li> </ul>			<ul style="list-style-type: none"> <li>Location: Puerta Curaco</li> <li>Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ataxial growth</li> <li>- Two calcite generations: the first is shale- and bitume inclusions-rich, the second is calcitic only</li> </ul> </li> </ul>

Figure 133 : The table shows the main different texture features in calcite BPV from outcrops of the VMF. A. BPV with ataxial growth, fibrous crystals and one generation. B. BPV with antitaxial growth, one calcite generation, elongated blocky crystals and asymmetric median zone. C. BPV with an antitaxial growth, one generation, fibrous crystals and symmetric median zone. D. BPV with an antitaxial growth, one generation deformed on the top part more developed than the bottom part, fibrous crystals and asymmetric median zone. E. BPV with an antitaxial growth, one generation deformed on the top and on the bottom part, fibrous crystals and symmetric median zone. F. BPV with an antitaxial growth, one generation, fibrous crystals and symmetric median zone. G. BPV with an antitaxial growth, tree generation, elongated blocky crystals for the first generation then fibrous crystal for the second and third generation and symmetric median zone. H. BPV with an antitaxial growth, three generations, fibrous crystals, solid inclusion bands of surrounding mudstone trapped in the median zone and sinusoidal inclusion bands of the surrounding mudstone trapped in the fibers of the bottom part of the first generation, symmetric median zone. I. Micro-BPV with an antitaxial to ataxial growth, one generation, fibrous crystals and sigmoidal shapes. J. BPV on either side of a cemented ashbed with an atitaxial growth, one generation, fibrous crystals with growth from cemented ashbed to surrounding rock on both sides. K. BPV with an antitaxial growth, two generation, elongated blocky crystals for the first generation and fibrous crystals for the second one, and asymmetric median zone with solid inclusions bands. L. BPV with an ataxial growth, two generation the first one trapped solid inclusions of surrounding mudstone, elongated blocky crystals.

- Growth direction: BPV indicate different growth direction of vein-filling crystals. First most veins are displaying an antitaxial growth already described in the literature ([Cox, 1987](#); [Foxford et al., 2000](#); [Passchier and Trouw, 2005](#)) (Figure 133 B, C, D, E, F, G, H & K), meaning that fibers are in optical continuity across the vein and appear to grow from a median zone toward walls ([Oliver and Bons, 2001](#); [Ramsay, 1986](#)). The median zone is the substrate from which the vein crystals grow outwards in both directions as the same vein widens. Commonly BPV show a symmetry across the median zone (Figure 133 C, E, F & G), but it is not unusual to find asymmetric median zone (Figure 133 B, D & K) as the two growth surfaces may experience different growth rates ([Barker et al., 2006](#)). On the other hand, several veins have an ataxial growth implying the crystals grow from one side to the other ([Bons et al., 2012](#); [Bons and Montenari, 2005](#); [Fisher and Brantley, 1992b](#)) (Figure 133 A, I, J, & L).
- Crystal morphologies: BPV have fibrous crystals with an extreme length/width ratio variation from one BPV to another and even more one calcite generation to another, meaning the crystal could be fibrous (Figure 133 A, C, D, E, F, G for generation 2 and 3, H, I & J), elongated blocky (Figure 133 B, G generation 1, K & L).
- Fibers deformation: Vein fibers could track the direction of opening of the veins during syntectonic stress ([Durney and Ramsay, 1973](#); [Ramsay, 1986](#)). Usually, in quiescence phase the fibers have a direction of growth perpendicular to the stratification (angle=0°). But some generations record with crystal fibers the synchronous tectonic deformation, specially shear movements (Figure 133 A, B, D, E and J) with values of the angle fibers varying from 10° to 45°. In addition, we observed that gypsum micro-BPV cross cut the calcitic micro-BPV meaning that gypsum veins are posterior to calcitic veins.

- Calcite generations: BPV could be affected by one or several generations with different crystal textures (Figure 133 G, H, K and L). The crystal morphology changes from one generation to the other and is delimited by a stop in crystal growth. One generation can mark the paleostresses with deformed fibers while the second generation has not recorded any stress and therefore has straight fibers, and vice versa (Figure 133 G). In some cases, the generation only grows on one side of the median zone (Figure 133 K).
- Localities: As already demonstrated in our previous study, some BPV are located in contact with sedimentary heterogeneities, most often at ashbed interfaces (Figure 125 B, Figure 126 A & Figure 132 J). Frequently, these kinds of BPV have an ataxial growth with crystal growth starting from the ashbeds to the edge of the surrounding shale, or an asymmetrical median zone very close to the ashbeds.

## C. BPV mineralogy

The table in Figure 134 lists all the types of mineralogy observed in BPV thin sections of this study using i) outcrop observation, ii) optical microscope observations, iii) SEM for EDS imaging and iv) BSE cartography. BPV mainly are 100% calcite content (fibrous to elongated blocky) as shown in Figure 134 A. It turns out that some BPV may also have some barite crystals embedded in calcite fibers and they are about 5% of the total volume of the thin section (Figure 134 B). The barite can either be contemporary to the placement of the other crystals, or it has recrystallized over the calcite at the median zone, which means this is a later event. Then, as already described below, some BPV are composed entirely of gypsum (Figure 134 C), particularly in the Puerta Curaco area (Figure 126 A). Their frequency is high at the bottom of the log and decreases towards the top of the formation. We also observed anhydrite BPV with an elongated blocky morphology (Figure 134 D) and located mainly at the alteration beds described in Figure 130 or at the interface of calcite BPV. Furthermore, micro-BPV have two different mineralogical compositions; calcite micro-BPV (Figure 134 E) are lenticular and pluri-millimetric compared to gypsum micro-BPV (Figure 134 F) which are very thin and frequently associated with sigmoidal shapes. They can reach several centimeters in length.



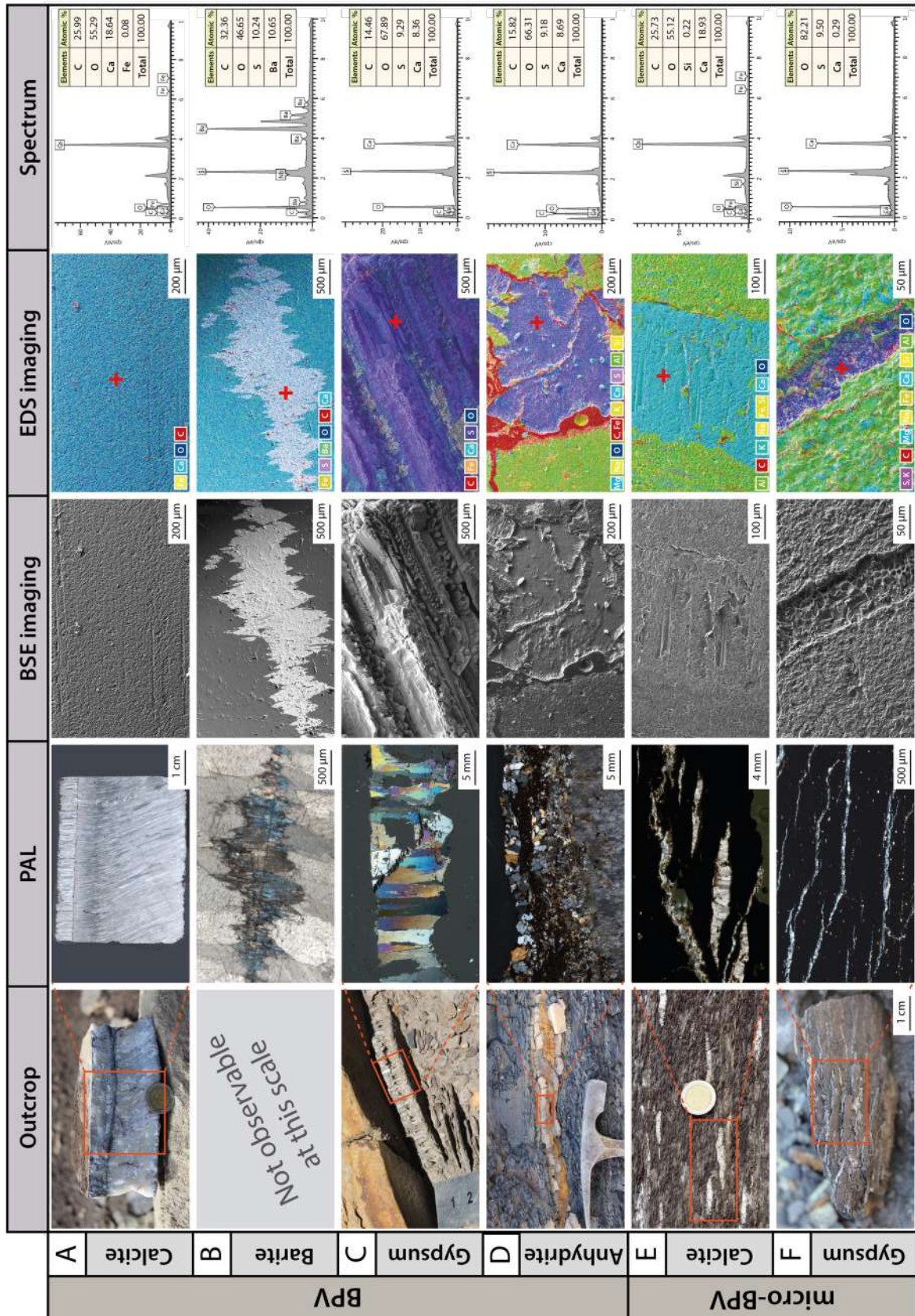


Figure 134 : Table displaying the different mineralogical composition of BPV from outcrops of the VMF with outcrop picture, PAL (polarized and analyzed light), BSE (Backscattered-Electron) imaging, EDS (Energy X-Ray Spectroscopy) imaging with the red cross locating associated spectrum. A. Calcite BPV. B. Barite observation in a calcite BPV. C. Gypsum BPV. D. Anhydrite BPV. E. Calcite micro-BPV. F. Gypsum macro-BPV.

## **VI. Discussion**

### **A. BPV Distribution**

#### **1. Marine Flooding Surface (MFS)**

As suggested by several authors, there may be a link between the rate of organic matter location and the BPV frequency in the VMF ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Zanella et al., 2015a](#)). The maximum TOC in a vertical profile through a single marine sequence correlates to the MFS ([Bombardiere and Gorin, 2000](#); [Bombardiere and Gorin, 1998](#); [Creaney and Passey, 1993](#)). Commensurate with TOC increase towards the MFS, the organic matter type becomes more marine and therefore increasingly oil prone. In Puerta Curaco at least four peaks of TOC in the VMF sequences are correlated to the MFS ([Kietzmann et al., 2016](#); [Kietzmann et al., 2014c](#)). As shown in Figure 126 B, BPV distribution peaks are strongly correlated with maximum flooding surface areas which are themselves correlated with TOC peaks. If the organic matter content increases, it will lead to higher fluid overpressures during hydrocarbon generation ([Osborne and Swarbrick, 1997](#); [Swarbrick and Osborne, 1998a](#)). These overpressures will allow the installation of hydraulic fracturing, resulting in BPV. This study therefore shows a link between TOC and the distribution of BPV in VMF.

#### **2. BPV thickness**

The distribution of BPV over the entire VMF also appears to be controlled by other factors. On both outcrops same observations are made: the more the frequency of BPV increases, the smaller their thickness are and vice versa (Figure 127 E and Figure 131 C & D). This means that in areas with a low frequency of BPV, their thickness will increase.

#### **3. Transverse veins**

On the outcrop of Puerta Curaco, transverse veins represented by calcite-filled fractures appear to have a frequency inversely related to the frequency of BPV: the higher the occurrence of transverse veins, the lower the occurrence of BPV is (Figure 127 D). Two sets of calcite-filled fractures with N108/90 orientation for set 1 and N45/33W orientation for set 2 were identified (Figure 126 & Figure 129). They are associated with compressive tectonics event when setting up the La Yesera Anticline: set I has a mode I opening while set II represents the associated shear stress with streaks on their surfaces. Both sets of fractures constantly intersect the BPV, indicating that the transverse veins are posterior to BPV. In addition, they trapped bitumen and hydrocarbon fluid inclusions meaning that they occur during oil



generation/migration. The orientations and pitches measured on these sets have a contemporary development during the formation of this anticline (Figure 129 F) which occurred during most important uplifting episode in the Chos Malal Fold and Thrusts belt: during Late Eocene to Miocene-Holocene associated to the Quechua phase ([Cobbold and Rossello, 2003](#); [Kozlowski et al., 1997](#); [Sagripanti et al., 2016](#); [Sánchez et al., 2017](#); [Vergani et al., 1995](#)).

#### 4. Continuous and discontinuous morphologies

As shown in Figure Figure 127 A & B and Figure 131 A & B, two new types of vein morphologies were identified in the field: continuous BPV and discontinuous BPV. It is important to remember that this morphological criterion depends on the scale of observation. In addition, two types of BPV were counted independently from continuous and discontinuous BPV and were already described by Larmier et al. (2019) in VMF cores and are named "BPV at interfaces" and "BPV inside". As the outcrops are different in their sedimentary composition, tectonic history and maturity, we will discuss them separately.

##### *a. Puerta Curaco outcrop*

VMF contain singular heterogeneities and strong vertical and horizontal anisotropic properties that greatly affect fracture growth. The abundance of heterogeneities is believed to affect horizontal hydraulic fracture growth (positively or negatively) due to stress differences, toughening effects at interfaces or the piling of thin lithologies with extreme, opposed stiffness or strength properties ([Padin et al., 2019](#)). In Puerta Curaco, 61% of continuous BPV are located at facies boundaries of which 72% of them are localized at ashbed boundaries which are very numerous in this area mostly in the lower VMF (Figure 126, Figure 128 A & B; Tableau 3) ([Capelli et al., 2018](#); [Kietzmann et al., 2014a](#); [Kietzmann et al., 2016](#)). The rheology of ashbeds allows the fracture to propagate over long distances, so calcite crystallizes continuously over distances of several tens to several hundred meters along the formation.

Several authors assumed that fluid overpressures are a key mechanism to generate the initial bed-parallel hydraulic fracture in source rocks ([Ma et al., 2016](#); [Ma et al., 2017](#); [Yu et al., 2018](#)). It is in particular evocated in organic-rich mature source rocks as the VMF ([Zanella et al., 2019](#); [Zanella et al., 2015b](#)). In such rocks, the maturation of organic matter is involved to explain the increase of pore fluid pressure and thus the hydraulic fracturing of the rock (e.g. [Swarbrick et al., 2001](#); [Zanella et al., 2019](#); [Zanella et al., 2015b](#)). In Puerta Curaco, distribution of discontinuous BPV in TOC-rich areas are coeval with these affirmations; only 26% of discontinuous BPV are located along sedimentary interfaces meaning that 74% are localized within same facies especially in areas rich in TOC according to Figure 128 D and Tableau 3.

### b. Huncal outcrop

The Huncal outcrop does not exhibit rheological heterogeneities such as ashbeds unlike Puerta Curaco but continuous BPV (45%) and discontinuous BPV (55%) are observed in this section of the VMF (Tableau 4). The occurrence of BPV is stronger at the base of the log (Figure 130; Figure 131 C & D) in areas displaying more distal facies with laminated marlstone and shales. The Figure 9 highlights the strong relationship between discontinuous BPV occurrence and the TOC peaks which show that discontinuous BPV are preferentially located in high TOC areas with more than 50% localized in mudstone with TOC up to 2%. On contrary, continuous BPV appear to be independent of TOC and are located in TOC areas between 1 and 2.5% (Figure 132 C).

### 5. Proposed model for continuous BPV and discontinuous BPV formation

Figure 135 shows a 4-step proposed model for the development of continuous BPV and discontinuous BPV in VMF and it is based on the following assumptions:

- The overall permeability of the formations (pores and fractures) will define the fluid expulsion and overpressure dissipation speeds. These are very often associated with thick shale formations (clays of variable composition) including the very low permeabilities and thickness prevent the effective escape of the fluid ([Cohen and McClay, 1996](#); [Hedberg, 1974](#); [Heppard et al., 1998](#); [Morley and Guerin, 1996](#); [Van Rensbergen et al., 1999](#)).
- Overpressure can also be maintained by finer permeability barriers: compacted clays from the top shale sequences ([Van Rensbergen et al., 1999](#)), salt levels ([Morley and Guerin, 1996](#)), anhydrite or extremely cemented rocks as in our case of study the ashbeds ([Kietzmann et al., 2016](#)).
- Two mechanisms can be at the origin of fluid overpressures: i) a mechanical reduction in the porosity of the solid which causes the compression of the fluid and ii) an expansion of the fluid which, trapped in a low permeable rock, sees its pressure increase ([Grauls, 1998](#); [Osborne and Swarbrick, 1997](#); [Swarbrick and Osborne, 1998a](#); [Swarbrick et al., 2001](#)).

The first step of our schematic model is the beginning of burial of the sedimentary series with the increase of lithostatic pressure;  $\sigma_{\max} = \sigma_{\text{vertical}} = \sigma_{\text{P. Litho}}$ . The stratigraphic column is not homogenous; there are organic-rich areas at the maximum flooding surface and areas with sedimentary heterogeneities like ashbeds (Figure 135 A). The second step is entering in the oil

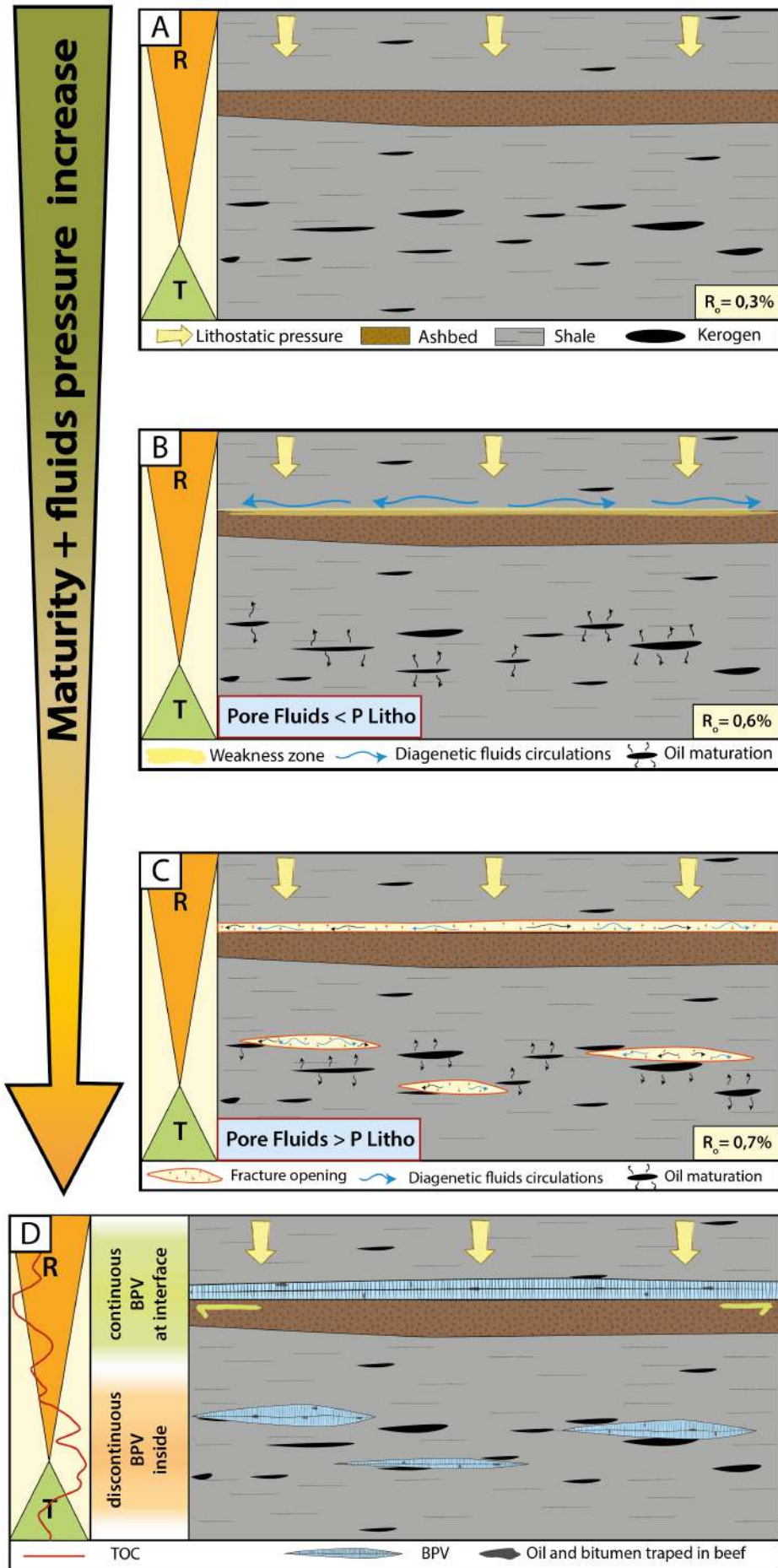


Figure 135 : Proposed model of BPV formation at the Puerta Curaco outcrop. A. Stage 1: Beginning of burial with cemented ashbed and an organic-rich area located at a Maximum Flooding Surface of the sequence. B. Stage 2: Beginning of the oil window, increase in lithostatic pressure, kerogen generates oil and diagenetic fluids trapped in clays escape because of compaction and circulate to areas of weakness. C. Stage 3: The pore fluid becomes more important than the lithostatic pressure which generates fluid overpressure allowing fractures with a tension mode opening controlled in part by the anisotropy of the surrounding shales. Fractures expand more easily continuously along the ashes, while fractures in organic-rich areas are more discontinuous in shape. D. Stage 4: With the pressure decrease during opening, calcite crystallizes continuously and antitaxially during the opening of the fracture trapping aqueous and hydrocarbon fluid inclusions in the meantime.

window, the lithostatic pressure continues to increase and the pore fluids remains lower between the hydrostatic and lithostatic conditions. Diagenetic fluids will be driven out of the clays by compaction and will localize at the rheological interfaces between ashbeds and mudstone while kerogen starts thermal cracking to generate oil within mudstone facies (Figure 135 B). Step 3 comes just after step 2 when the pore fluids become higher than the lithostatic pressure due to volume expansion associated to the oil generation ([Biju-Duval, 1999](#); [Meissner, 1991](#); [Ungerer et al., 1981](#)). Pressure increases at the ashbed/mudstone interface as well, where diagenetic fluids were accumulated. Fluids then enter in suppression and create fractures with a tension opening, i.e. in the direction of  $\sigma_{max}$ , therefore horizontal;  $\sigma_{max} = \sigma_{horizontal} = \sigma_{Pore\ fluids}$  (Figure 135 C). Finally, in Step 4, once the fractures are opened, the pressure decreases and returns to hydrostatic conditions. This pressure decrease induces the precipitation of calcite crystals in fractures. Thus, continuous BPV are formed mainly along sedimentary interfaces while discontinuous BPV are formed mainly in a mudstone facies in an organic-rich area where TOC is high (Figure 135 D).

## B. BPV Texture

In their study, Rodrigues et al. (2009) described the BPV for VMF with fibers perpendicular to bedding in two inner zones, but oblique to bedding in two outer zones with the inner zones are greyer, whereas the outer zones are whiter. Between the inner zones is a median suture, which carries inclusions of wall rock and is even darker with interfaces between inner and outer zones which are also darker. Weger et al. (2018) observed that the median line is not always centered, and the thickness of the vein on both sides commonly varies significantly. With polished rock slab analysis, they studied the crystalline fibrous calcite at the outer edges observing elongate blocky crystals with spaces between them in the central area of the BPV. They interpret this succession of crystal size is perhaps caused by an initial syntaxial growth and subsequent transformation from small, fibrous crystals to larger, blocky crystals during growth competition.

The crystal texture depends on several parameters such as the variations of fracture opening velocity, grain size, wall roughness, growth anisotropy and crystal growth velocity

([Hilgers et al., 2001](#)). BPV displayed in Figure 133 have a varying length to width ratio (from 10 to >100) and smooth boundaries. The shape of the individual calcite grains is typically not related to the crystallography of the vein-forming mineral, but is determined by the growth history of the vein. In particular, growth competition between adjacent crystals must be inhibited by a very narrow aperture or no aperture at all ([Bons and Jessell, 1997](#); [Durney and Ramsay, 1973](#); [Fisher and Brantley, 1992b](#); [Koehn et al., 2000](#); [Pabst, 1931](#); [Urai et al., 1991](#)). Fibers all track the opening trajectory, meaning they connect material points on the wallrock surface that were once adjacent to each other. The fibrous shape of BPV (Figure 133 A, C, D, E, F, H, I & J) i) implies that growth competition between differently oriented crystals was inhibited ([Mügge, 1928](#)) and ii) indicates that growth competition took place without any fracture on the vein surfaces, or at most a very narrow fracture ([Oliver and Bons, 2001](#)). The antitaxial nature of BPV for each generation argues against any fracturing during vein growth, as it is unlikely that both surfaces of a vein (where antitaxial growth takes place) would fracture simultaneously. It implies that BPV could not grow by the crack-seal process developed in the literature ([Cox, 1987](#); [Hilgers and Urai, 2005](#); [Ramsay, 1980](#)). Several BPV display a growth competition would lead to an elongated blocky texture meaning that growth took place in an open fluid-filled fracture, growth competition would lead to an elongated blocky texture ([Bons, 2000](#); [Hilgers et al., 2001](#); [Koehn et al., 2000](#)) (Figure 133 B, G, K, L). The growth competition and the final crystal orientation distribution are controlled by the wall morphology. The crystal morphology of BPV is dependent of several factors during growth: i) wall morphology ([Urai et al., 1986](#)) ii) grain orientation ([Hilgers et al., 2001](#)) iii)  $V_{\text{growth}} / V_{\text{opening}}$  ratio iv) syntectonic deformation ([Mügge, 1928](#); [Ramsay and Huber, 1983, 1987](#); [Spencer, 1991](#)). The presence of the rough wall during an antitaxial crystal growth induce a growth competition.

## 1. Opening velocity

The width-to-length ratio of BPV's crystals is used as an indicator of the opening velocity; if  $V_{\text{growth}} > V_{\text{opening}}$  grains boundaries could track the opening trajectory continuously and provide fibrous morphology (Figure 133 A, C, D, E, F, H, I & J). On the contrary, if the  $V_{\text{growth}} < V_{\text{opening}}$  grains boundaries will lose contact with the wall rock involving a partial tracking and providing elongated blocky morphology (Figure 133 B, G, K & L). In summary, the crystal morphologies of the BPV are indicators for the ratio crystal growth velocity/opening velocity; more the width-to-length ratio is high with stretched fibers more the  $V_{\text{growth}}$  is high compare to the to the  $V_{\text{opening}}$  and more the width-to-length ratio is low with elongated blocky fibers more the  $V_{\text{growth}}$  is low compare to the to the  $V_{\text{opening}}$ . We can therefore deduced  $V_{\text{opening}}$  and  $V_{\text{growth}}$  differences from one BPV to another (Figure 133) and from one generation to another within the same BPV. For studied BPV, Figure 10 A,C,E,F,H&J have  $\gg V_{\text{growth}}/V_{\text{opening}}$ , Figure 133 B, I & L have  $>$  to  $\cong V_{\text{growth}}/V_{\text{opening}}$  and Figure 133 K has  $< V_{\text{growth}}/V_{\text{opening}}$ . Generations from Figure

133 G show that BPV and different calcite generations in a BPV do not have the same velocity of crystallization history during re opening.

## 2. Initial grain size along median zone and wall

The width of crystals will also be controlled by the size of the initial grain on which the crystals will grow on both sides and in the middle zone ([Hilgers et al., 2001](#)). The tracking efficiency and the fibrous morphology are unaffected by the initial grain size. Grain sizes on edges of BPV control the growth competition meaning that the smaller is the grain size, the more crystals continue to grow without being interrupted by others. In addition, a smooth wall increases the growth competition. To conclude, the growth competition of BPV is controlled by the facies lithology at BPV boundaries and trapped at its median zone. It implies that observing a thin section of BPV allows to know the lithology of the surrounding rock; e.g. Figure 133 B & K displays a high growth competition meaning that grain size on the median zone were large compare to grain size of Figure 133 D & H which have very small grain size initiating a very weak growth competition.

## 3. Solid inclusions bands

Figure 133 H shows solids clays inclusions bands of matrix with sinusoidal morphologies highlighted in orange could be incorporated during the crack growth with bent bridges of wall rock between overlapping fractures ([Hilgers and Urai, 2002b](#); [Nicholson, 1991](#); [Nicholson and Pollard, 1985](#)). Their 'en echelon' morphologies are indicator of the dynamic fracturing ([Boutellier and Robert, 1992](#)) and their irregular morphologies are caused by continuous growth illustrating the variation of the force of crystallization ([Hilgers and Urai, 2005](#); [Meng et al., 2018a](#); [Ukar et al., 2017a](#)). These sinusoidal inclusions were basically a straight solid band inclusion ([Cobbold et al., 2013](#); [Hilgers and Urai, 2005](#)) and could record the change of the location of vein growth and total constant growth. Inclusion band of Figure 133 H, the microstructure seems to result from a change in vein growth rate below the inclusion meaning the inclusion bands will be an indicator of variation of the force of crystallization during the fibers growth.

The median zone of the Figure 133 K displays solid inclusion bands. The crystallographic orientation of calcite fibers does not change across the inclusion band and a change in boundary conditions then caused further growth at the new vein wall interface rather than growth into the wall, which formed zones without inclusion bands.

To conclude, solid inclusions bands in BPV that have continuous growth mechanism contributed significantly to vein formation in our samples. In addition, the shape of inclusions



in veins also depends to the local displacement field of crystals growing which can alter the position of solid inclusion bands caused by vein growth (Figure 133 H). These two criteria involved force of crystallization growth and/or fracturing but there is no clear evidence of crack-seal mechanisms. Straight inclusion bands and sinusoidal inclusions bands are formed by constant total growth rates at variable accretion sites, the displacement field being illustrated by the orientation of fiber grain boundaries. Sinusoidal solid bands are good evidence that the fragments have resulted from vertical extension, while the calcite fibers were growing.

## C. BPV mineralogy

### 1. Calcite

Currently, in the literature the global set of calcite BPV are described as being composed only of calcite (see the list established by Cobbold et al, 2013) as well as for VMF BPV ([Eberli et al., 2017](#); [Rodrigues et al., 2009b](#); [Rodrigues, 2008](#); [Ukar et al., 2017b](#); [Weger et al., 2019](#)). Our macro- and microscopic observations, then BSE imaging and EDS cartography allows to better constrain the BPV mineralogy. It is known that calcite from VMF BPV are formed late in the diagenetic alteration of shales fragments of the host rock ([Eberli et al., 2017](#); [Rodrigues, 2008](#); [Weger et al., 2019](#)). We have observed mostly BPV composed only of calcite, but some other minerals were also observed in some thin section (Figure 134 A).

### 2. Barite

VMF contains trace of barium (Ba) around 200 ppm in the matrix which is comparatively high in the bottomset and basinal deposits ([Rodrigues et al., 2015](#); [Spalletti et al., 2019](#)). This barium results from microbial reduction of barite ([Dymond et al., 1992](#); [Francois et al., 1995](#); [Paytan et al., 1996](#); [Schoepfer et al., 2015](#)) and is incorporated into aluminosilicates and biogenic silica ([Eagle et al., 2003](#); [McManus et al., 1998](#)), which essentially prevail in the more distal deposits VMF stratigraphic sequence ([Spalletti et al., 2019](#)). Sulfur (S) is present in the major elements in VMF around 1% weight, mainly as sulfide in pyrite (bound with iron) and incorporated within the organic matter ([Canfield et al., 2010](#); [Leavitt et al., 2013](#); [Spalletti et al., 2019](#)). Occasionally sulfur can be present as sulfate in the thin layer of anhydrite in the VMF ([Rodrigues et al., 2015](#)).

The barite ( $\text{BaSO}_4$ ) crystals found in the VMF's BPV do not display up more than 5% of the total area of the vein and is localized sometimes at the median zone with dissolution/recrystallization petrographic evidences (Figure 134 B) meaning that a barite-rich fluid posterior to the beginning of the crystallization of the BPV circulated through the median

zone. Barite was also observed embedded in calcite crystals which means that these crystals are contemporary to the formation of BPV and that therefore, there was Ba and S in solution in the diagenetic fluid during the formation of at least some BPV. According to the literature, barite could come from the alteration of the surrounding rock. The origin of a hydrothermal fluid providing barite by leaching volcanic intrusive rocks in an open system is also considered but seems not relevant because several authors tend to show the BPV minerals came from a closed system.

### 3. Gypsum

Gypsum is stable at atmospheric conditions with temperature under 60°C and could be stable of more 100°C in contact with an aqueous fluid, for which pressures reach lithostatic values. Gypsum BPV in VMF were already mentioned in the VMF by Cobbold et al, 2013. On the field, we counted 157 gypsum BPV with thickness varying from few millimeters to 5 centimeters (Figure 134 C). The matrix of outcrops which contains 0.01% to 0.5% (internal report) of gypsum cannot give as much gypsum for filling several centimeters thick BPV. We suggest that diagenetic fluids dissolved in the shallow-water marine gypsum evaporites of Auquilco Fm (Figure 124 B), ascended through the porous sandstones of the Tordillo Fm and crystallized in the VMF.

### 4. Anhydrite

At atmospheric condition above 60°C, gypsum is dehydrated and transform in anhydrite ([Jowett et al., 1993](#)). We noticed at Huncal outcrop several BPV of anhydrite (Figure 134 D), this kind of BPV were observed too in the Devonian mudstone of the Niksu Fm, Western Canada Basin in Alberta ([MACHEL, 1985b](#)). As already suggest for gypsum BPV, anhydrite could be come from the Aucquilco Fm under gypsum or directly anhydrite condition. For anhydrite BPV in VMF, the cause of overpressure could be the petroleum generation as already suggests for calcite BPV, but also it could be due to the gypsum dehydration to anhydrite at depth.

### 5. Calcite and gypsum micro-BPV

Gypsum micro-BPV (Figure 134 F) always cross cut calcite micro-BPV (Figure 134 E) meaning that they are posterior. In addition, they have sigmoidal shapes indicating a timing of formation during the Tertiary compressive phases. For the origin of the parent fluids, we infer same suggestion than previously debated in previous paragraph.

## **VII. Conclusion**

Field analysis of BPV in the VMF allows to better understand their distribution and composition.

- The macro observations of the BPV in the VMF help us to constrain their spatial distribution as a function of their morphologies which are controlled by different parameters. BPV are associated with TOC rich areas which are located at maximum flooding surfaces zones. Their thickness is anti-correlated with their occurrence, the larger the number of BPV per meter, the thinner they will be and vice versa. There are two sets of calcites filled fracture associated to the Quechua compressive phase and they are posteriors to BPV meaning that BPV were formed before Late Eocene. Two new BPV families were identified; i) the continuous BPV which occur mainly at ashbeds interfaces whereas ii) the discontinuous BPV occur mainly inside matrix mudstone in TOC rich areas.
- The micro observation of the BPV show that they record many events during their growth. Their crystallizations seem to be continuous and in part control by the force of crystallization but the crack and seal mechanism is discarded. All did not have the same i)  $V_{\text{growth}}/V_{\text{opening}}$  ratio, ii) the wall morphology, iii) the grain size orientation and iv) the syntectonic deformation. The BPV crystals growth rate is not the same along the veins and varying at small scale. BPV are not always composed by calcite, but could also embedded barite crystals. Gypsum BPV and anhydrite BPV were also observed meaning that different diagenetic fluids with varying composition affected the VMF at several times.

## **VIII. Acknowledgments**

Many people contributed to this study and we thank them all very much. We are grateful for the research support from TOTAL S.A. and INSU (Institut National des Sciences de l'Univers). Edouard Ravier and Matthieu Martinez are appreciated for their precious help of shales sampling during the field work. Matthieu Branellec is acknowledged for sharing his unpublished geological map of the Neuquén Basin. We are grateful to Christelle Gruber for the production of the thin blades. François Baudin and Florence Savignac are also warmly appreciated, without whom the TOC analyses would not have been possible. We greatly acknowledge the platform "Microscopy" of IMMM for their guidance during SEM analysis. We are also grateful to Dr. Gokay Bozkurt for proofreading the manuscript and correcting English mistakes. Finally, we are grateful to TOTAL S.A. to authorize the publications of all data.

# Données complémentaires

---

## I. Extension 2D des beef de Puerta Curaco

### A. Méthodologie

Suite au log détaillé des fractures de l’affleurement de Puerta Curaco présenté sur la Figure 126 A de l’article et détaillé dans son ensemble dans la Figure 147 des annexes, des mesures de l’orientation de la stratification ainsi que son pendage ont été faites sur l’intégralité du log sur des niveaux repères ; à savoir principalement des beef continus et quelques bancs carbonatés indurés. L’objectif de ces mesures étant de vérifier une possible évolution du pendage dans la série sédimentaire de la base au sommet de Vaca Muerta.

Le canyon de l’affleurement de Puerta Curaco déjà étudié par de précédents auteurs a été appelé pour cette étude *VMF1*. Un repérage sur Google Earth Pro avant la deuxième mission de terrain a permis d’identifier sur cet affleurement un deuxième canyon appelé *VMF2* non-décrit dans la littérature et qui recoupe, parallèle à *VMF1*, à 300 mètres de distance les 200 premiers mètres de la formation de Vaca Muerta. Quelques beef repères continus mesurés dans le canyon *VMF1* ont pu être retrouvés sur le canyon *VMF2*. De ce fait, des mesures de leur orientation et de leur pendage ont été relevées.

Ces points ont ensuite été reporté sur le logiciel de système d’information géographique (SIG) ArcGIS. Le modèle numérique de terrain (MNT) utilisé est le plus précis dans les MNT gratuits disponibles, à savoir le Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) avec une résolution spatiale d’1 Arc-Second (environ 30 m). Le but de cette modélisation est de tracer les plans d’un même beef repère continu mesuré dans *VMF1* et *VMF2* et de les faire de rejoindre afin i) d’avoir un aperçu 3D de ces beef et, ii) de contraindre des longueurs minimales d’extension 2D pour les beef continus. En effet, pour ce dernier point, les beef continus repères identifiés et mesurés à la fois dans *VMF1* et *VMF2* ont été retracés sur Google Earth pro. Leur longueur du point A (*VMF1*) au point B (*VMF2*) est donc connue. Ce traçage permettra d’appréhender une extension de longueur minimale 2D de certaines beef continus.

VMF1			
N° measurement	Orientation	Dip	
A1	13	57.0	E
A2	20	65.0	E
A3	45	75.0	E
A4	175	65.0	E
A5	23	60.0	E
A6	14	68.0	E
A7	14	60.0	E
A8	14	56.0	E
A9	17	62.0	E
A10	18	63.0	E
A11	14	67.0	E
A12	12	86.0	E
A13	9	61.0	E
A14	10	67.0	E
A15	10	61.0	E
A16	14	61.0	E
A17	24	56.0	E
A18	15	61.0	E
A19	17	64.0	E
A20	178	62.0	E
A21	18	49.0	E
A22	22	56.0	E
A23	30	57.0	E
A24	27	73.0	E
A25	12	52.0	E
A26	17	49.0	E
A27	15	58.0	E
A28	178	60.0	E
A29	17	47.0	E
A30	18	56.0	E
A31	19	54.0	E
A32	6	63.0	E
A33	16	67.0	E
A34	16	64.0	E
A35	17	48.0	E
A36	18	37.0	E
A37	14	47.0	E
A38	14	50.0	E
A39	14	54.0	E
A40	5	59.0	E
A41	14	54.0	E
A42	14	50.0	E
A43	8	67.0	E
A44	11	44.0	E
A45	20	57.0	E
A46	12	55.0	E
VMF2			
N° measurement	Orientation	Dip	
B9	28	50.0	E
B12	9	53.0	E
B13	31	63.0	E
B17	17	50.0	E
B18	13	66.0	E
B19	10	73.0	E
B23.5	12	46.0	E
B24	19	63.0	E

## B. Résultats

### 1. Évolution du pendage

Le Tableau 5 répertorie toutes mesures d'orientation et de pendage pour les niveaux repères du canyon 1 et du canyon 2. Ces données sont aussi placées dans le stéréogramme de la Figure 129 F de l'article présenté ci-dessus. Aucune évolution de l'orientation et du pendage des couches n'est observée de la base au sommet de la formation. Les strates suivent une orientation N-NE avec un pendage variant de 45° à 70° dans l'anticlinal de Las Yeseras Del Tremen.

La Figure 136 A illustre les deux canyons étudiés avec VMF1 surligné en jaune et VMF2 surligné en rose. Toutes les mesures GPS du Tableau 5 sont positionnées sur cette image satellite géoréférencée. L'intégralité des données GPS ainsi que l'orientation de ces points sont présentés dans les annexes de ce chapitre, dans le Tableau 8. L'espacement est environ de 10 mètres entre chaque mesure. La Figure 136 B montre les points positionnés sur le MNT avec une dilatation de l'échelle verticale de 3 afin de mettre en évidence le relief. Nous avons essayé de corrélérer les plans des mesures des beef repères continus du canyon VMF1 avec les plans des mesures associées des beef repères continus du canyon VMF2. Les mesures de plans se sont avérées être trop différentes, créant un léger décalage pour la taille de la zone d'étude. Les corrélations n'ont pas pu être possibles.

Tableau 5: Mesures de l'orientation et du pendage des canyons de VMF1 et VMF2 sur les niveaux repères tous les 10 mètres



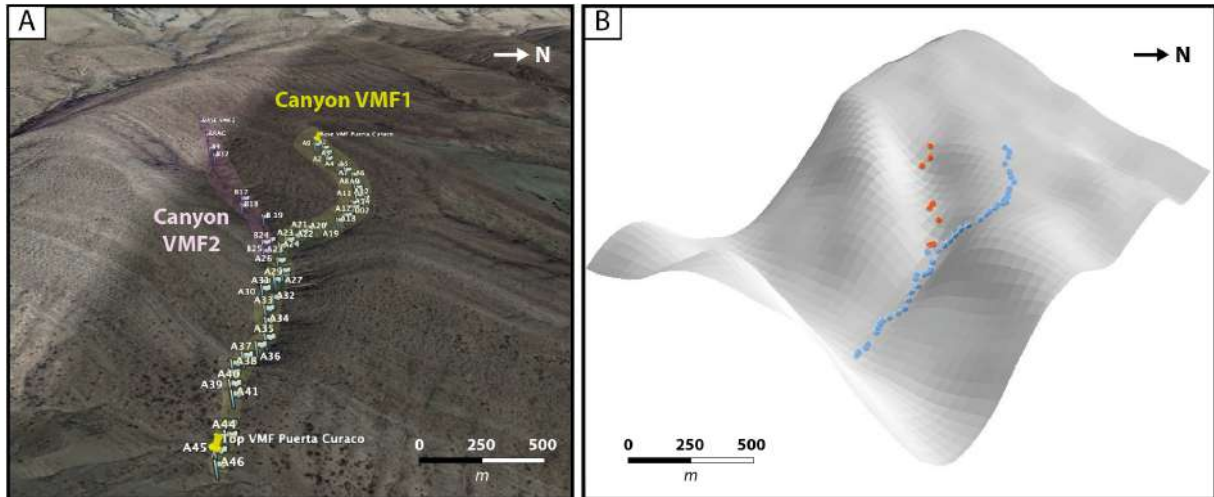


Figure 136 : Positions GPS des niveaux repères pris tous les 10 mètres dans le canyon VMF1 et ceux reconnus dans le canyon VMF2 A. Position sur Google Earth Pro B. Position sur ArcGIS.

## 2. Corrélation des beef

Les beef ayant servi de niveaux repères sur les canyons VMF1 et VMF2 sont représentés sur l'image Google Earth Pro de la Figure 137. Les traits en pointillés orange indiquent la distance où les beef ont pu être corrélés d'un canyon à l'autre. Le tableau de la Figure 137 montre leur expansion métrique entre les deux canyons. Certains beef continus ont donc une longueur d'au moins 350 mètres.

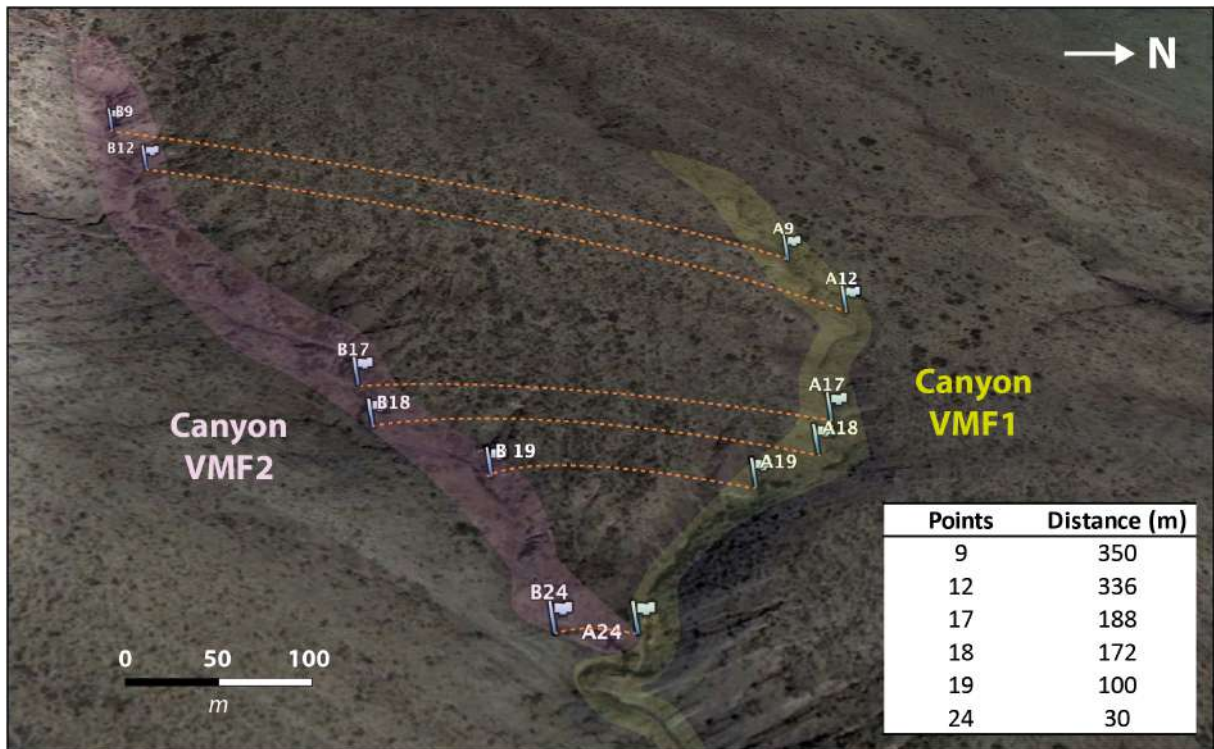


Figure 137: Localisation des beef dans les deux canyons et mesures de leurs longueurs



## C. Conclusion

L'étude du canyon VMF2 à Puerta Curaco a pu servir i) servir de comparatif pour le canyon déjà bien connu VMF1, et ii) permet de contraindre l'étendue des beef ainsi que les bancs sédimentaires. Les orientations de la stratigraphie ainsi que le pendage associé des bancs sédimentaires et des beef n'évoluent pas dans la série, ils présentent une orientation de 15° N / 60° E.

Du point de vue de la corrélation des plans stratigraphiques du canyon VMF1 au canyon VMF2, les outils utilisés ne semblent pas être suffisamment précis, un MNT de plus haute résolution pourrait permettre de meilleures corrélations. L'expansion 2D des beef via l'utilisation de ces deux canyons a permis de contraindre des longueurs minimales de certains beef continus atteignant **336 m de long** ; les beef pouvant s'étendre sur de plus grandes distances. Ces nouvelles informations nous permettent de contraindre la longueur de ces fractures étant i) inférieures à l'échelle plurikilométriques car non corrélable d'un puits à l'autres (c.f. [chapitre II](#)) et ii) certaines pouvant atteindre une longueur pluri-décamétrique.

## **II. Modèle photogrammétrique pour l'extension 3D des beef sur Huncal**

Le modèle de photogrammétrie présenté ci-dessous a été acquis au cours de la première mission terrain dans le canyon de Huncal (Tableau 7), et traité dans le cadre d'un stage de Master 2 par Clyde Coddet du projet NatHyFS. Il a ensuite été utilisé au cours de cette thèse pour le pointage des fractures puis l'extraction et l'utilisation des données générées.

L'objectif de cette partie est de pointer les fractures via une modélisation 3D de l'affleurement de Huncal, qui se constitue d'un canyon sinueux de 300 m de long permettant d'apprécier et d'anticiper la morphologie 3D des fractures.

### **A. Principe de modélisation 3D : utilisation de la photogrammétrie**

La photogrammétrie permet de représenter des objets en trois dimensions à partir d'images numériques ou argentiques. Elle s'appuie sur la vision d'un objet depuis deux points de vue différents pour reconstituer une copie 3D exacte de la réalité. La mise en place de cette méthode nécessite la réalisation de prises de vue et d'un canevas d'appui. Comparée au scanner laser, cette méthode présente des avantages du fait de son faible coût d'investissement et de sa légèreté d'utilisation. De plus, elle permet la production de modèles 3D de très bonne qualité, proches des modèles obtenus par lasergrammétrie ([Barbier et al., 2016](#); [Rose, 2012](#)).

### **B. Méthodologie – Photogrammétrie**

Le protocole d'acquisition 3D d'un affleurement terrain consiste à i) modéliser en 3D l'environnement via un nuage de points puis à ii) mettre en place à canevas d'appui permettant la mise à l'échelle et l'orientation du nuage de points, étape indispensable pour réaliser des mesures structurales sur le modèle 3D.

Les photographies sont acquises à l'aide de l'appareil photo Canon EOS 80D avec une taille de pixel au sol inférieure à 0,2 cm. Ces images sont ensuite traitées sur le logiciel Photoscan pour générer le nuage de points géoréférencé à l'aide d'un distancemètre. Le protocole complet d'acquisition est détaillé dans le mémoire de fin d'étude de Clyde Coddet ([Coddet, 2017](#)).

Ce nuage de points permet d’appréhender la distribution 2D et 3D du réseau de fracture. Le modèle initial « haute résolution » étant trop lourd, la résolution s’est vue diminuée à 0,5 cm d’espacement d’un point à un autre, pour pouvoir circuler dans le canyon numérisé. La grande majorité des beef continus et discontinus observés précédemment sur la Figure 130 ont été retrouvés et pointés sur le logiciel CloudCompare. Les failles traversant le canyon ont aussi été pointées. Pour finir, certains beef continus ont pu être corrélés d’un flanc à l’autre du canyon permettant de modéliser une plus grande extension 3D de la fracture. Les beef ont été pointés sur des flancs de canyon qui ne sont pas strictement verticaux sur le plan 2D, certains présentant des angles à plus de 90° (Figure 138 A), l’extension 3D de certaines fractures peut ainsi être appréciée (Figure 138 B). Le picking de ces fractures a généré une maille appelée « mesh » nous renseignant sur la longueur et l’extension maximale de la fracture visible sur l’affleurement (Figure 138 C).

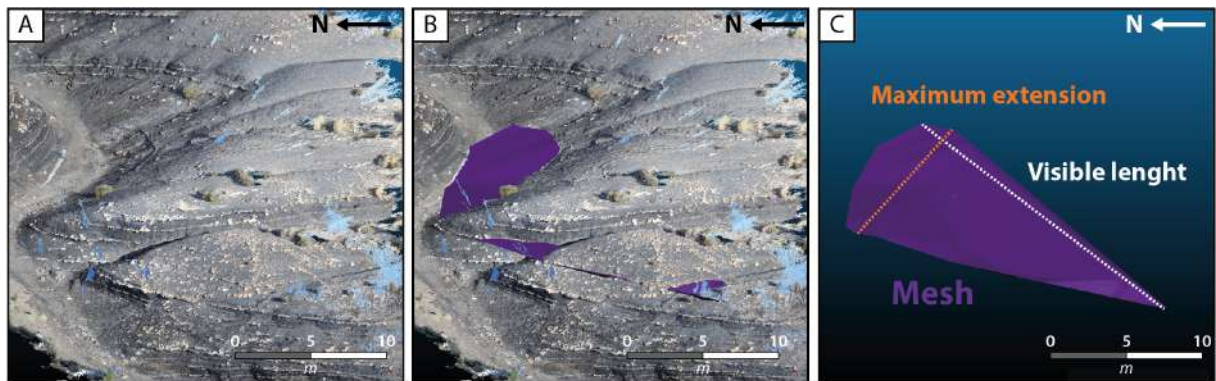


Figure 138 : Exemple d’une de pointage de fracture A. Affleurement sous modèle 3D B. Fracture pickée de part et d’autre du canyon et sur l’intégralité de sa longueur affleurant C. Mesh (maillage) de la fracture avec en blanc sa longueur maximale visible et en orange son extension maximale.

## C. Résultats

Le canyon photographié commence à 10 m d’épaisseur sur la base du log de Huncal (Figure 130) et détaillé dans la Figure 146. Le modèle numérique de ce canyon se finit à la hauteur de 50 m. Ainsi, les fractures ont été pointées sur une soixantaine de mètres d’épaisseur du canyon de Huncal. Il est important de préciser que les beef ont été pointés uniquement sur leurs parties visibles à l’affleurement (le reste étant enfoui ou érodé). Ainsi, nous discutons des valeurs minimales des dimensions des beef, et d’en aucun cas de leurs valeurs absolues. Nous n’avons pas pu observer un beef entier d’un bout à l’autre en 3D, en revanche de nombreux beef discontinus ont pu être observés en 2D. Sur l’affleurement et sur le modèle, leurs terminaisons « en pointe » comme décrites par Meng et al. (2017) est observée. Dans ce nuage de points, un total de 310 beef ont été pointés et ont été classifiés en deux catégories, à savoir les beef continus et les beef discontinus. Les principales informations sur leurs dimensions sont détaillées dans le Tableau 6.

Tableau 6 : Données des longueurs visibles et de l'extension maximale pour les pointages des beef continus, discontinus et continus étendus sur les deux parois du canyon

	Continuous		Discontinuuous		Extended continuous	
	Visible length (m)	Maximum extension (m)	Visible length (m)	Maximum extension (m)	Visible length (m)	Maximum extension (m)
<b>Minimum</b>	0.11	0.51	0.16	0.03	9.72	8.85
<b>Maximum</b>	34.81	25.94	9.45	6.36	42.50	38.88
<b>Average</b>	11.42	7.77	2.51	1.25	27.59	22.99
<b>Ecartype</b>	7.91	5.25	1.81	1.12	8.67	9.18

- i) **Les beef continus** se comptent au nombre de 128 dans ce modèle 3D sur les deux flancs de de l’affleurement. Le Tableau 6 présente les principales données (longueur minimale, maximale, la moyenne et l’écartype). Les beef continus se caractérisent par une moyenne de 11 m de longueur visible à l’affleurement et 7 m d’extension maximale. La longueur maximale atteinte est de 34 m tandis que l’extension maximale est de 25 m. Les écart-types sont forts (7,91 et 5,25 ; Tableau 6) signifiant une hétérogénéité des valeurs d’un beef à l’autre. Les valeurs minimales sont inférieures au mètre. Néanmoins, il est important de rappeler que nous pointons la partie visible à l’affleurement de la fracture. Ceci implique que ces beef continus comportant de petites longueurs sont ensevelis sous les shales, expliquant ces valeurs. L’intégralité des données sont présentées dans le Tableau 9 des annexes.
- ii) **Les beef discontinus** se comptent au nombre de 182 dans ce modèle 3D sur les deux flancs de l’affleurement. Les valeurs minimales de i) la longueur pointée ainsi que, ii) l’extension maximale sont de l’ordre de la dizaine de mm tandis que leurs valeurs maximales atteignent les 9,45 m de la longueur à l’affleurement et 6,36 m d’extension maximale. Leurs moyennes sont autour du mètre avec une valeur de 2,51 m pour la longueur, et une valeur de 1,25 m pour l’extension maximale. Les faibles écart-types (1,81 et 1,12) indiquent une homogénéité dans les dimensions des beef discontinus.
- iii) **Les beef continus en extension** sont des beef continus qui ont été repiqués et corrélés d’un flanc à l’autre du canyon dans le but d’apprécier l’extension 3D à plus grande échelle des fractures. Nous avons pu en corrélés 18. Ainsi, ces corrélations donnent un aperçu de la taille que certains beef atteignent avec des valeurs de longueurs et d’extension maximale atteignant respectivement 42,50 m et 38,88 m.



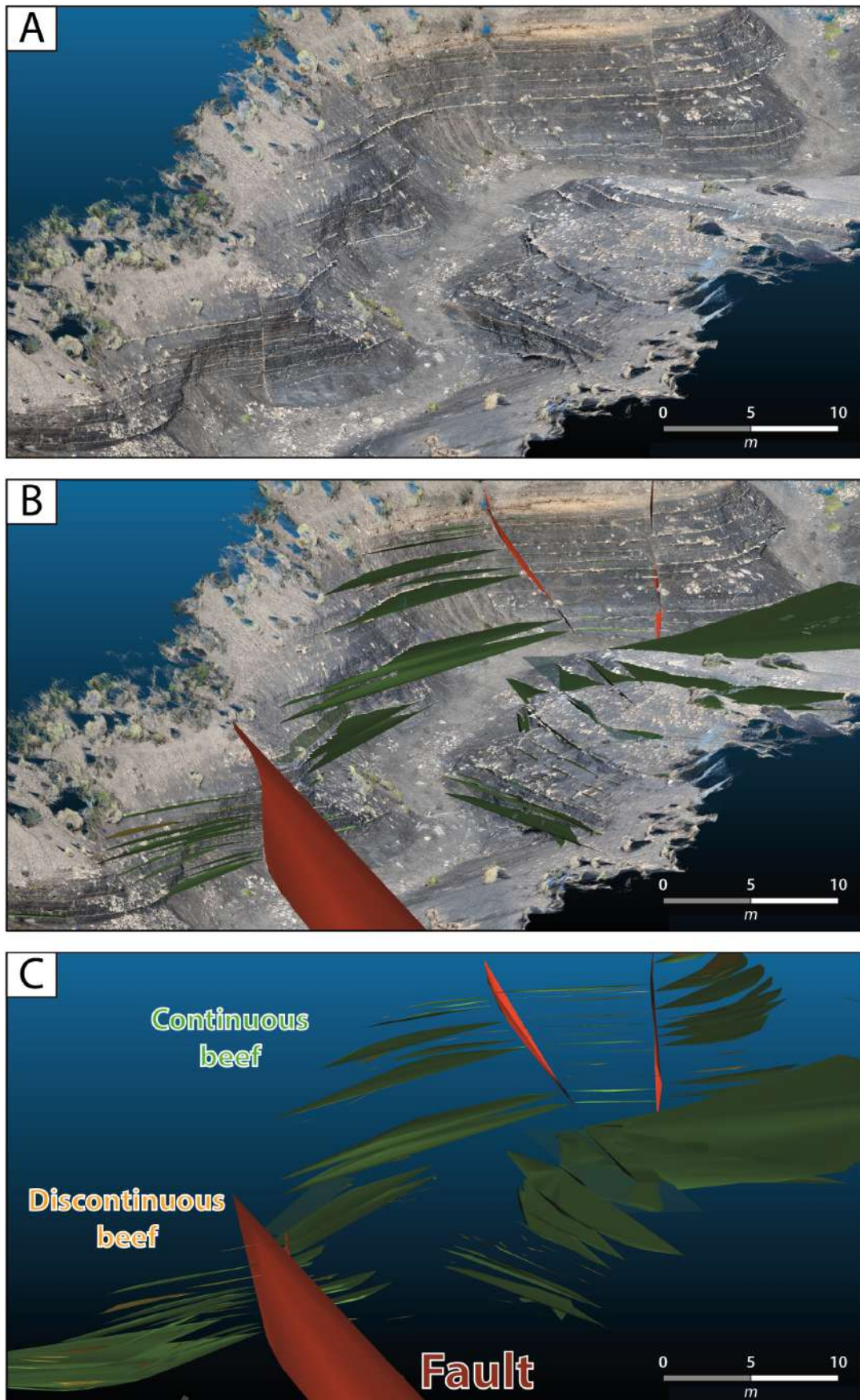


Figure 139: Exemple de beef pointés sur le modèle 3D d'une partie du canyon de Huncal A. Nuage de points sans interprétations B. Nuages de points et fractures pointées C. Le maillage « mesh » des fractures avec en vert les beef continu, en orange les beef discontinus et en rouge les failles décrochantes

Les orientations des beef sont toutes aux alentours de N160 / 30E, l'intégralité de leurs mesures sont détaillé dans le log complet de Huncal (Figure 146) dans la colonne « other observations ». Un total de 7 failles décrochantes ont été pointées avec des orientations N 30 à N 50 et des pendages sub verticaux. Les données discutées ci-dessus sont illustrées dans la Figure 139 et la Figure 140. La Figure 139 A illustre une partie du modèle 3D du canyon de Huncal. La Figure 139 B montre le pointage des beef continus en vert, des beef discontinus en orange et des failles en rouges. Les parois de l'affleurement n'étant pas planes, les beef piqués montrent une morphologie 3D avec un plan d'extension similaires à ceux détaillés dans la Figure 138 C. La Figure 139 C présente le maillage sans le nuage de points du canyon des beef continus, discontinus et des failles. Comme résumé sur le Tableau 6, les beef discontinus indiquent une longueur et une extension maximale bien plus petite (pluri décimétrique à métrique) que les beef continus (pluri métriques à décamétriques).

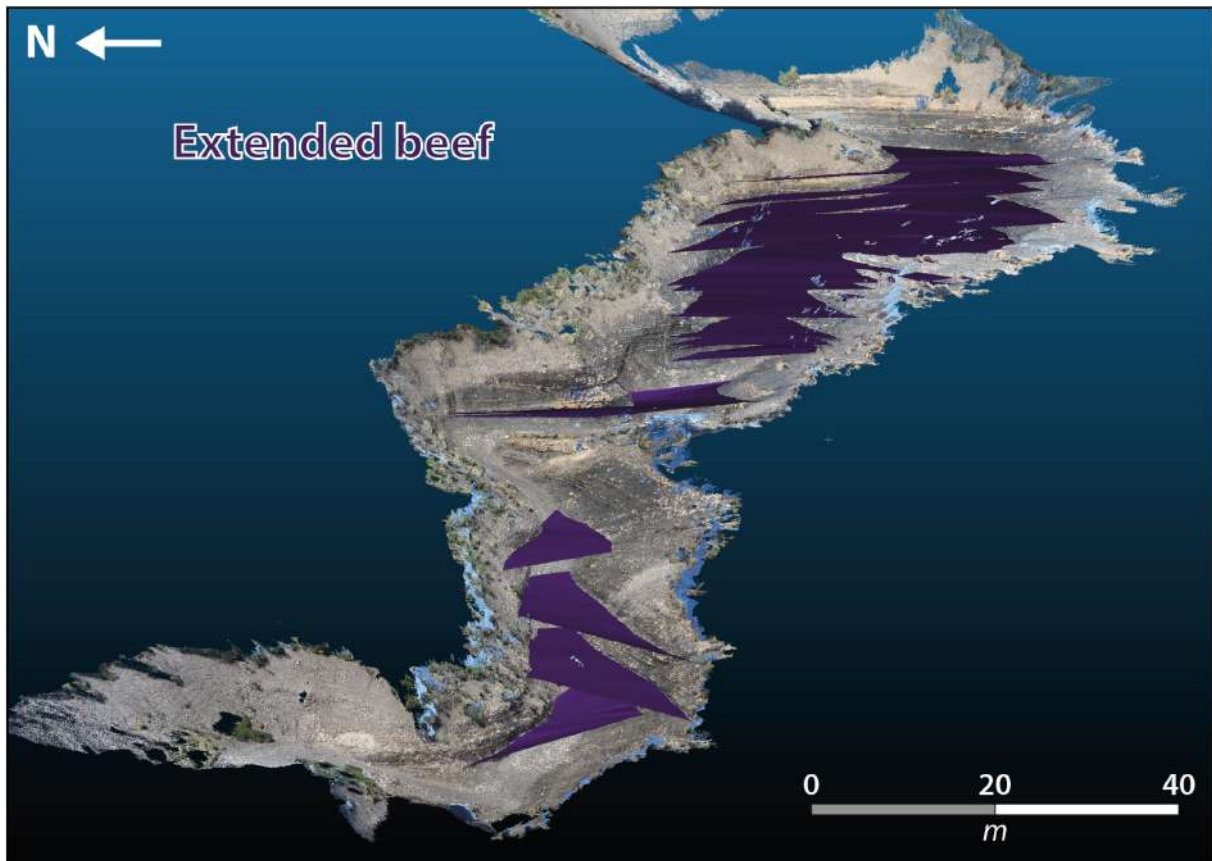


Figure 140 : Beef continus corrélés sur les deux flancs du canyon de Huncal

La Figure 140 représente les 18 beef continus corrélés de part et d'autre des parois du canyon. Ces corrélations permettent d'apprécier l'étendue des beef avec des longueurs et des extension maximales pluri décamétriques. L'identification par piquage de ces structures permet d'imager une première distribution spatiale de ce réseau de fractures. De plus ces maillages mettent en évidence une seule et même orientation de pendage pour les beef sans variations notables.



## D. Conclusion

Le modèle de photogrammétrie terrain permet d'étudier la distribution ainsi que l'étendue 3D et 2D des beef, de distinguer les beef continus, les beef discontinus et les autres fractures telles que les failles décrochantes. Les 310 fractures présentées dans ce modèle peuvent servir d'analogie à un Discrete Fracture Network (DFN) dans les puits de la formation de Vaca Muerta afin d'appréhender la fréquence de ces fractures sur plusieurs dizaines de mètres ainsi que leur répartition spatiale. De plus, la longueur et l'extension maximale des beef ont pu être justifiées et caractérisées à l'aide de ce modèle 3D ; les beef continus ayant des dimensions décimétriques et les beef discontinus ayant des dimensions pluri décimétriques à pluri métriques.

Toutes les données de longueurs ont été extraites et référencées dans le Tableau 9 pour les beef continus, le Tableau 10 pour les beef discontinus et le Tableau 11 pour les beef continus corrélés aux deux flancs du canyon.

### III. Organisation des fibres de calcite dans un beef suivant différents axes de coupe

#### A. Rappels sur les croissance cristalline antitaxiale dans les contraintes compressives

Lors d'une croissance antitaxiale, les cristaux fibreux vont se nucléer puis s'éloigner de la zone médiane lors de leurs croissance cristalline (Durney and Ramsay, 1973). Au cours de leur développement, les fibres poussent perpendiculairement à l'axe des épontes. Il se peut qu'elles adoptent une morphologie oblique par rapport à cette surface si la croissance est contrôlée par un déplacement (e.g. une déformation tectonique). Les fibres de calcite peuvent pivoter au cours de leur croissance en fonction du champs de contraintes appliqué, impliquant que les fibres tournent sur elles-mêmes au cours de leur croissance (Figure 141) (Koehn et al., 2003; Koehn et al., 2000). Les fibres vont suivre les déplacements qui affectent la roche (Urai et al., 1991), ce qui sera particulièrement utile pour retracer les trajectoires de croissance du centre de la veine (zone médiane) vers les épontes.

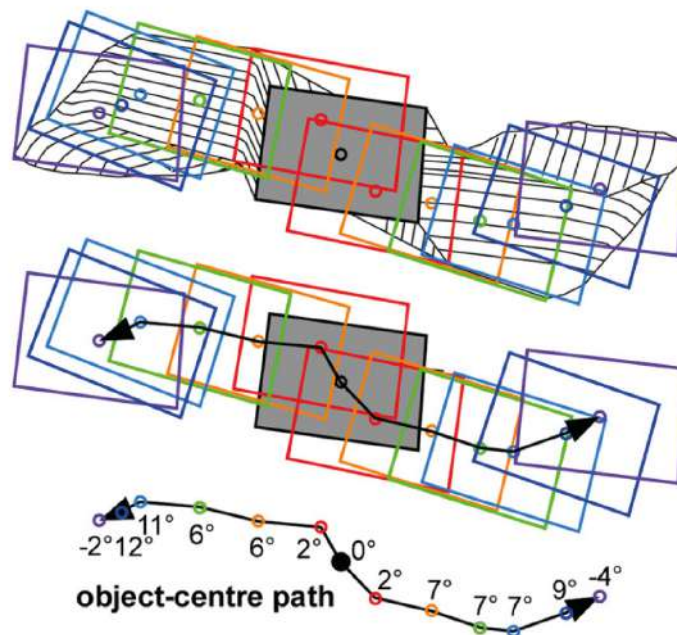


Figure 141 : Exemple de fibres de calcite qui enregistrent leur rotation au cours de leur croissance d'après Bons et al. (2012).

La variabilité des trajectoires de la zone médiane aux épontes peut s'expliquer par les différentes textures de la roche hôte au niveau des épontes qui sont en contact direct avec les cristaux de calcite. Ce contact conduit à des morphologies de fibres variables et, par conséquent, à des mouvements et des rotations qui varient d'une veine à l'autre (Urai et al.,

1991). Le fait que ces fibres suivent la déformation aux épontes indiquent qu'il y avait un vide très faible voire inexistant entre les fibres et le mur (Bons, 2001a; Bons and Jessell, 1997; Bons and Montenari, 2005; Hilgers et al., 2001). Il est donc possible retracer les déplacements des épontes ensuivant les axes de croissances des fibres des beef au cours de leur croissance. La Figure 141 présente un exemple d'évolution de l'axe de fibres lors d'une croissance antitaxiale étudiée par Bons et al. (2012).

## B. Analyse de la croissance des fibres sur un beef

La Figure 142 présente en son centre un beef dans lequel ont été effectué 4 lames minces suivant des axes de 45° de différence, à savoir 0, 45°, 90° et 135°. Ces différents axes permettent d'apprécier la morphologie des fibres du beef dans l'espace. Ce beef comporte une seule génération de calcite, or elle présente des textures cristalline variable suivant son axe d'étude.

Du fait de leurs formes sigmoïdales, les fibres marquent une déformation tectonique et une rotation contemporaine à leur croissance. Les différents plans d'observations des lames minces de la Figure 142 permettent de visualiser la morphologie 2D des fibres. En effet, les longs cristaux fibreux indiquent une observation dans l'axe de croissance de beef (Figure 142 axe 1 et axe 2). En revanche, les cristaux de petite taille observé sur notamment sur la lame de l'axe 3 de la Figure 142 sont en réalité des fibres recoupées en sur un plan 2D. Ces observations montrent que la croissance cristalline n'était pas perpendiculaire aux épontes, l'axe des fibres étant influencé par la déformation de la roche encaissante.

Pour un même beef, l'axe d'observation 2D choisi sera primordial pour l'information donnée en observation pétrographique. Ainsi, l'axe 1 et l'axe 2 de la Figure 142 illustrent une déformation des fibres de calcite, alors que celle-ci n'est pas visible dans l'axe 3 et l'axe 4. L'irrégularité de la morphologie des fibres de calcite dans une génération peut aussi être observée dans en fonction de l'axe d'étude. Si les fibres sont en rotation sur elles-mêmes, comme le cas de la Figure 142, certains axes vont recouper leurs plans dans la longueur tandis que d'autres vont recouper leur plan dans l'épaisseur comme sur l'axe 3 de la partie supérieure de la génération de la Figure 142. Lorsque les fibres sont recoupées dans leur épaisseur, elles sont très peu étirées et présentent la morphologie de la « tranche » des cristaux. A contrario, lorsque les beef sont recoupés dans leur axe d'extension maximale comme dans la partie supérieure de la même génération dans l'axe 1 cette fois ci, les fibres sont allongées et il est possible d'apprécier la déformation.

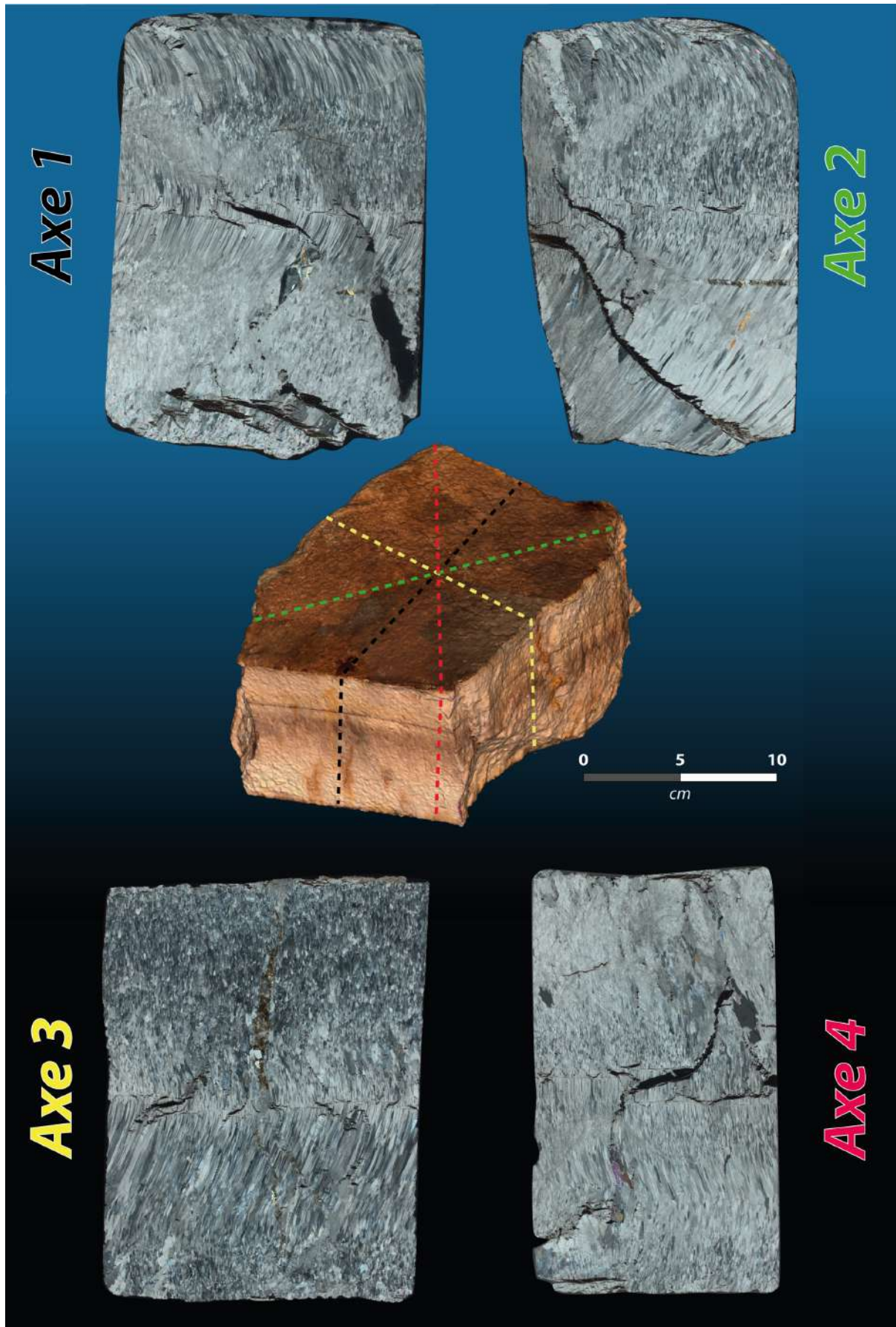


Figure 142 : lames minces effectuées dans le même beef présenté au milieu de la figure et orientées de bas en haut suivant quatre axes différents chacun espacés de 45°.



## C. Modèle numérique 3D de croissance des fibres

Un champ représentant des fibres de 20 x 20 a été modélisé sous le logiciel Cosmol Multiphysics 5.2. Les fibres représentent trois générations de calcite distinctes partant de la zone médiane en rouge sur la Figure 143. La génération 1 (G1) est la plus ancienne et la génération 3 (G3) est la plus récente. La génération 1 et 2 présente une légère déformation suivant le même axe 2D. La troisième génération présente une rotation de 90° de l'axe des fibres sur elles-mêmes en plus d'une déformation. Comme pour le beef de la Figure 142, 4 plans de coupe ont été réalisés avec un pas de 45° de variation entre chaque. Ces coupes schématisent les cristaux de fibres visibles en lames minces.

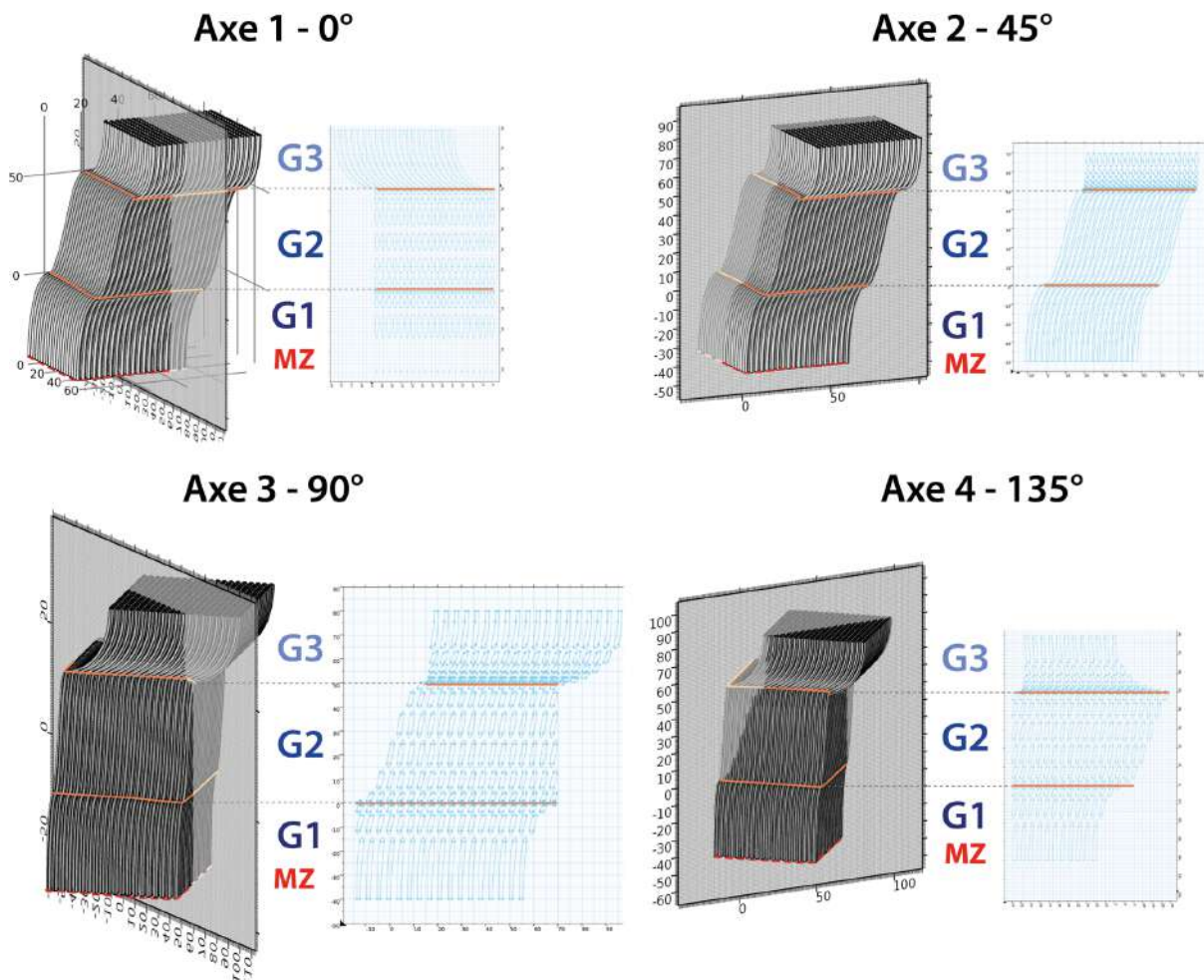


Figure 143 : Modèle 3D de la croissance des fibres de calcite dans une beef à trois générations ayant subi des épisodes de déformation. Uniquement les fibres de la partie supérieure de la zone médiane sont représentées sur cette figure.

Cette simulation numérique met en évidence que certaines informations texturales renseignant sur les paléo-contraintes peuvent nous échapper lors de l'analyse des beef sur un plan de coupe de 2D via une lame mince.

## IV. Symétrie de la zone médiane

Les beef sont communément décrits dans la littérature comme ayant une zone médiane symétrique, i.e. située au centre de la veine de calcite ([Maher et al., 2017](#); [Meng et al., 2017a](#); [Oliver and Bons, 2001](#); [Rodrigues et al., 2009b](#)). Néanmoins, les lames minces de beef de Vaca Muerta analysées et décrites pétrographiquement au cours de cette étude montrent d'importantes variations dans la localisation de la zone médiane au sein de la veine (Figure 133). De plus, sur le terrain il a été observé en cassure fraîche, à un mètre de distance, que la morphologie de la zone médiane (contenance en shales, bitume et autres) ainsi que sa symétrie variaient. La Figure 144 illustre un beef observé en cassure fraîche sur l'affleurement de Lechuza, avec une distance latérale entre les deux zones d'observation d'environ 1 m. Le premier fragment de beef montre une localisation de la zone médiane très proche de l'éponte inférieure, tandis que le fragment de beef de droite présente une zone médiane parfaitement centrée dans l'épaisseur du beef. Cette asymétrie non-pérenne démontre que la répartition de la zone médiane ne peut pas être prise en compte pour reconnaître un beef de façon latérale, sachant que celle-ci peut varier fortement sur des intervalles très courts.

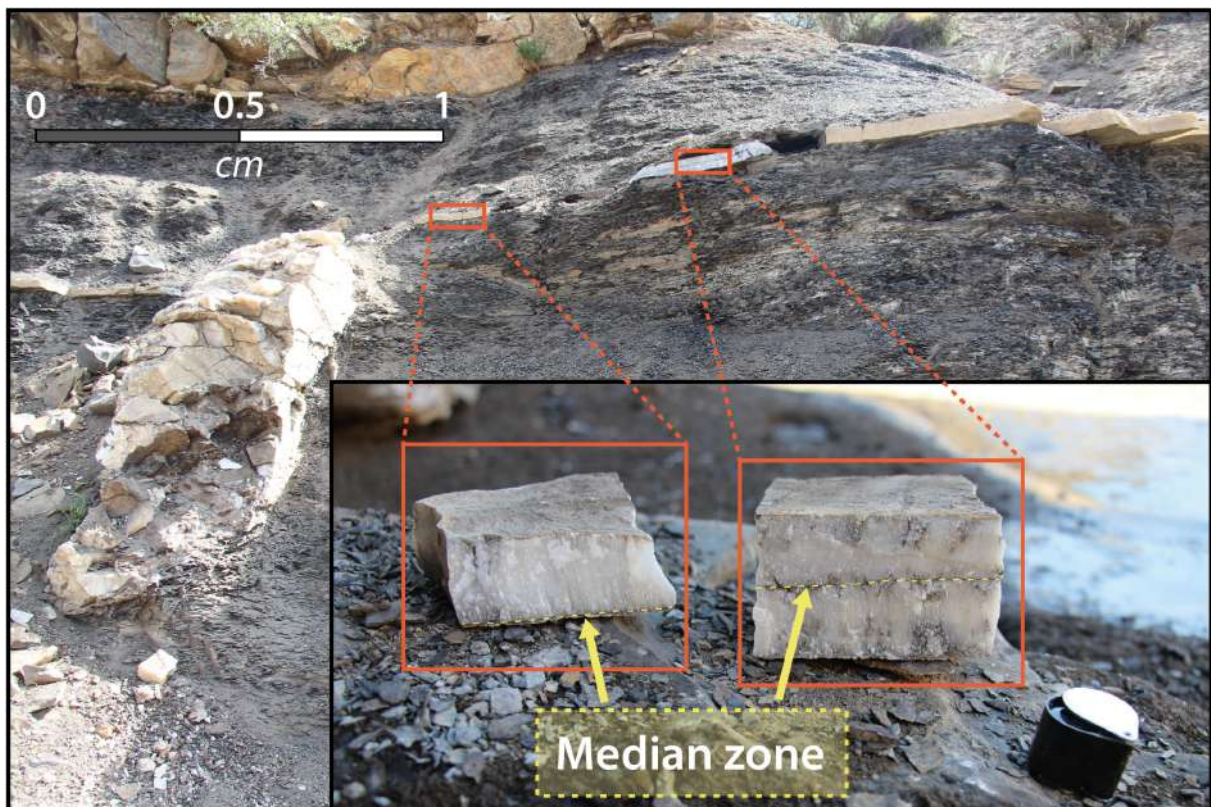


Figure 144 : Observation de la localisation de la zone médiane dans un même beef à un mètre de distance. Le beef a été observé sur l'affleurement de Lechuza.



La variation de la zone médiane peut être induite par des différences de rhéologie locales de la roche encaissante favorisant la croissance cristalline d'un côté par rapport à l'autre. Sur les beef aux interfaces de cendre, il a très souvent été observé sur les affleurements ainsi qu'en lames minces que leur morphologie de croissance était souvent ataxiale, présentant des cristaux partant de l'éponte de la cendre et allant vers l'éponte de la roche encaissante (Figure 145 A). Les beef antitaxiaux, qu'ils soient à la base ou au top de la cendre, présentent une zone médiane asymétrique très proche de la cendre indiquant que la croissance cristalline présente un axe de développement préférentiel vers l'éponte de la roche encaissante (Figure 145 B). Ainsi la différence de rhéologie est un facteur de contrôle de la localisation locale de la zone médiane.

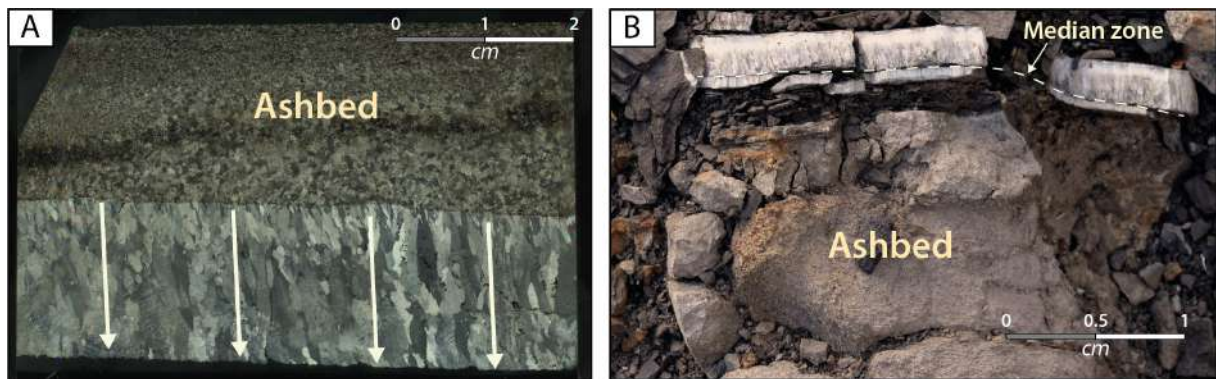


Figure 145 : Beef au contact d'une cendre A. Croissance ataxiale du beef de l'éponte de la cendre vers le shale, les flèches blanches indiquent le sens de cristallisation B. Asymétrie de la zone médiane avec un développement de la croissance cristalline plus développé du côté du shale encaissant.

## Synthèse chapitre III

### • Répartition 2D et 3D des beef

- A l'aide des **observations 2D** et **3D** sur les affleurements, ainsi qu'un modèle de **photogrammétrie**, une nouvelle nomenclature de beef basée sur leurs **étendues spatiales** a pu être identifiée. Les **beef continus** s'étendent sans interruptions sur des distances **pluri-décamétriques**, tandis que les **beef discontinus** présentent des formes lenticulaires et s'étendent sur des distances n'allant jamais au-delà de **plusieurs mètres**.

- La mise en relation de l'ancienne nomenclature avec la nouvelle nomenclature des beef a permis de montrer que i) les **beef continus** étaient le plus souvent **localisés aux interfaces sédimentaires** (plus spécifiquement au contact des **cenres volcaniques** et **des bancs sédimentaires indurés**) matérialisant des **zones de faiblesse** où les fractures se développent préférentiellement, et que ii) les **beef discontinus** se mettaient en place le plus généralement au sein d'un même faciès de shale **riche en matière organique**. Les variations verticales et latérales des teneurs en matière organique vont être à l'origine d'**anisotropies** locales, contrôlant la **distribution des surpressions** de fluide au cours de la **génération des hydrocarbures**, et de ce fait, favorisant la mise en place de beef discontinus.

- Il semble y avoir une **circulation de fluide à volume homogène** dans la distribution de la calcite ; i) plus les beef sont **épais** plus leur fréquence est **faible**, et plus ils sont **fins** plus leur fréquence est **élevée**, et ii) les **sets de fractures** obliques affectant la formation ont une **fréquence anti-corrélée** à celles des beef.

### • Composition texturale et minéralogique

- Les beef sont des **marqueurs des contraintes** au moment de leurs générations, marquées par la **déformation de leurs fibres**. Ils ne représentent pas un seul et unique épisode mais sont marqués pour certains par **plusieurs générations de calcites** ayant été affectées ou non par la déformation. Ces déformations montrent une **rotation des fibres sur elles-mêmes**, illustrant en **3D** l'évolution des contraintes au moment de la genèse du beef.

- Les beef ne se composent pas uniquement de calcite, ils peuvent aussi présenter un certain pourcentage de **barytine**. Des beef de **gypse** et d'**anhidrite** ont aussi été observés et se mettent en place **postérieurement** aux beef de calcite. Ces différences révèlent des **fluides de nature et composition variables**.



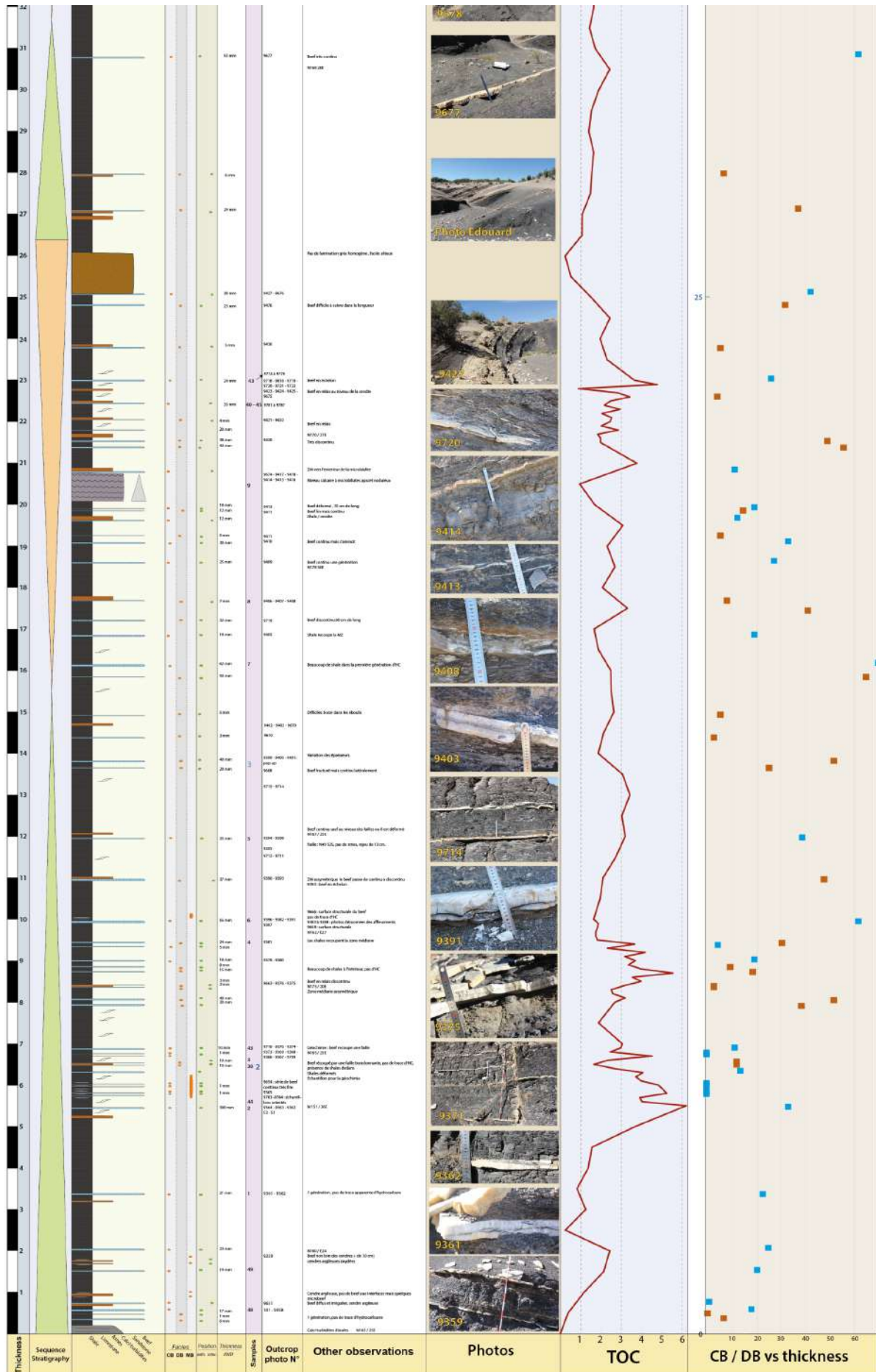
## Annexes – Chapitre III

---

Tableau 7 : Données de localisation et distance des affleurements étudiés dans ce chapitre

	Huncal		Lechuza		Puerta Curaco	
	Latitude	Longitude	Latitude	Longitude	Latitude	Longitude
<b>Top outcrop</b>	-38.120191°	-70.397495°	-38.040028°	-70.435153°	-37.382803°	-69.937169°
<b>Bottom outcrop</b>	-38.120191°	-70.397495°	-38.037561°	-70.433443°	-37.383267°	-69.945531°
<b>Lenght (m)</b>	690		484		950	











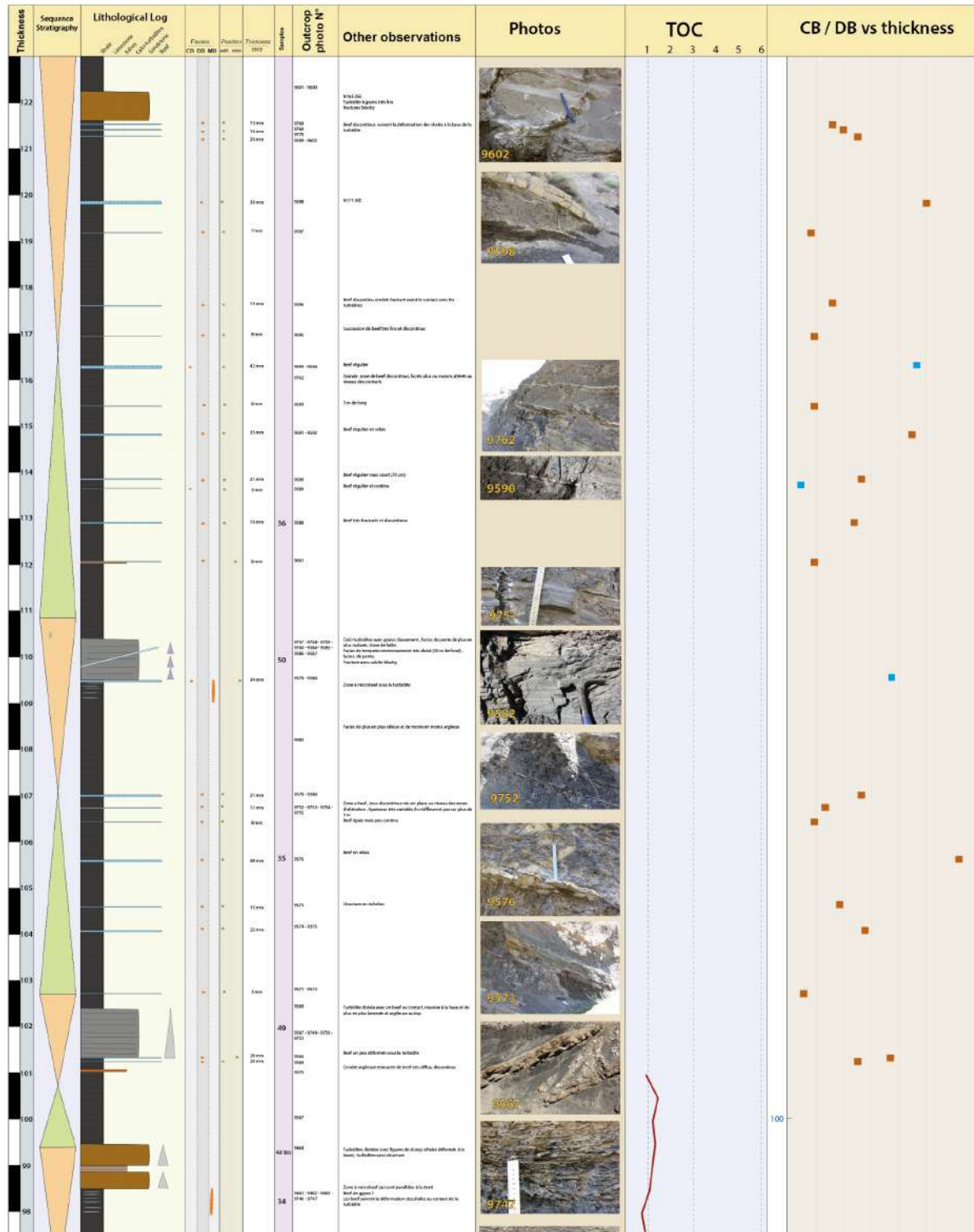
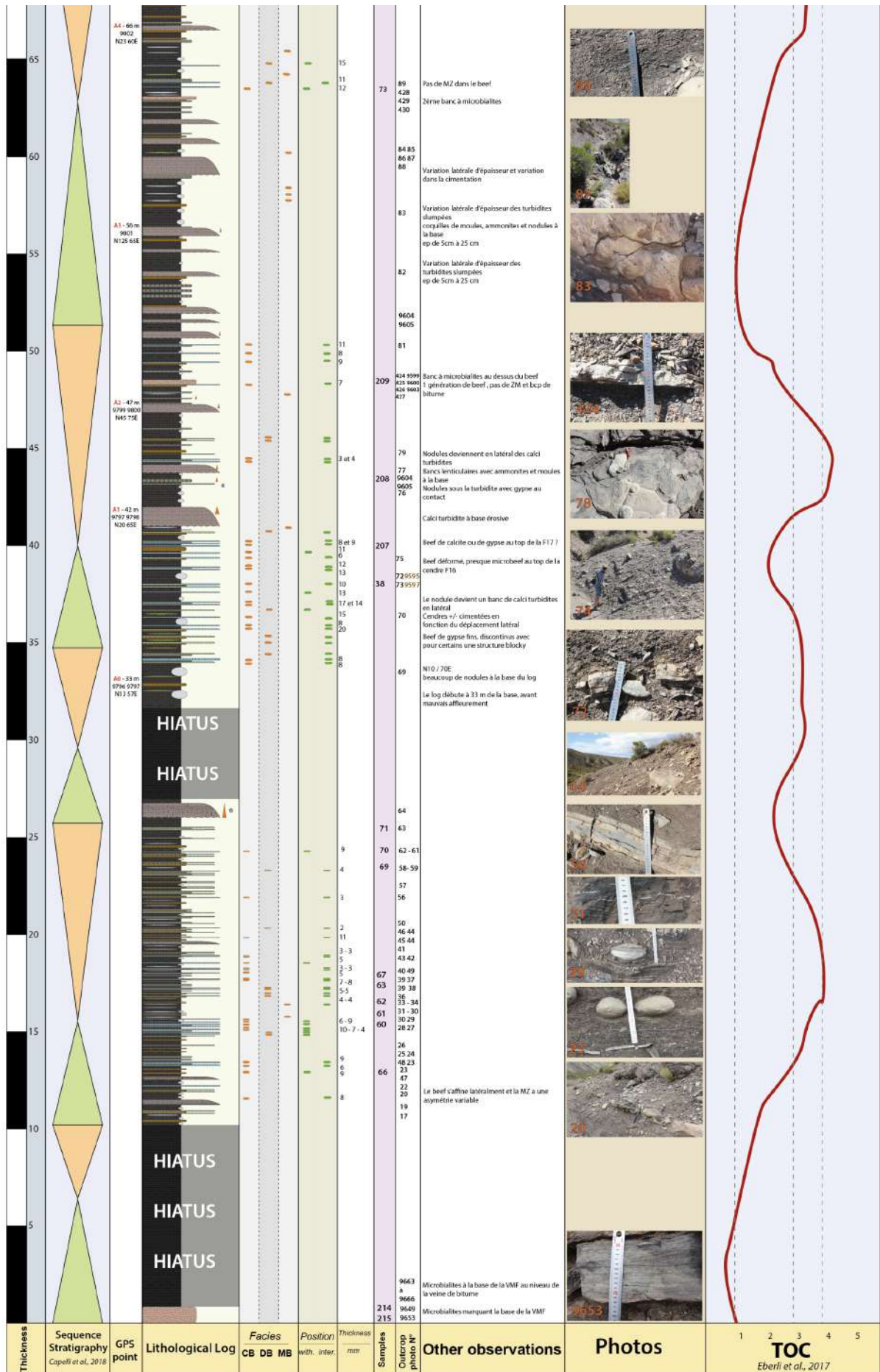
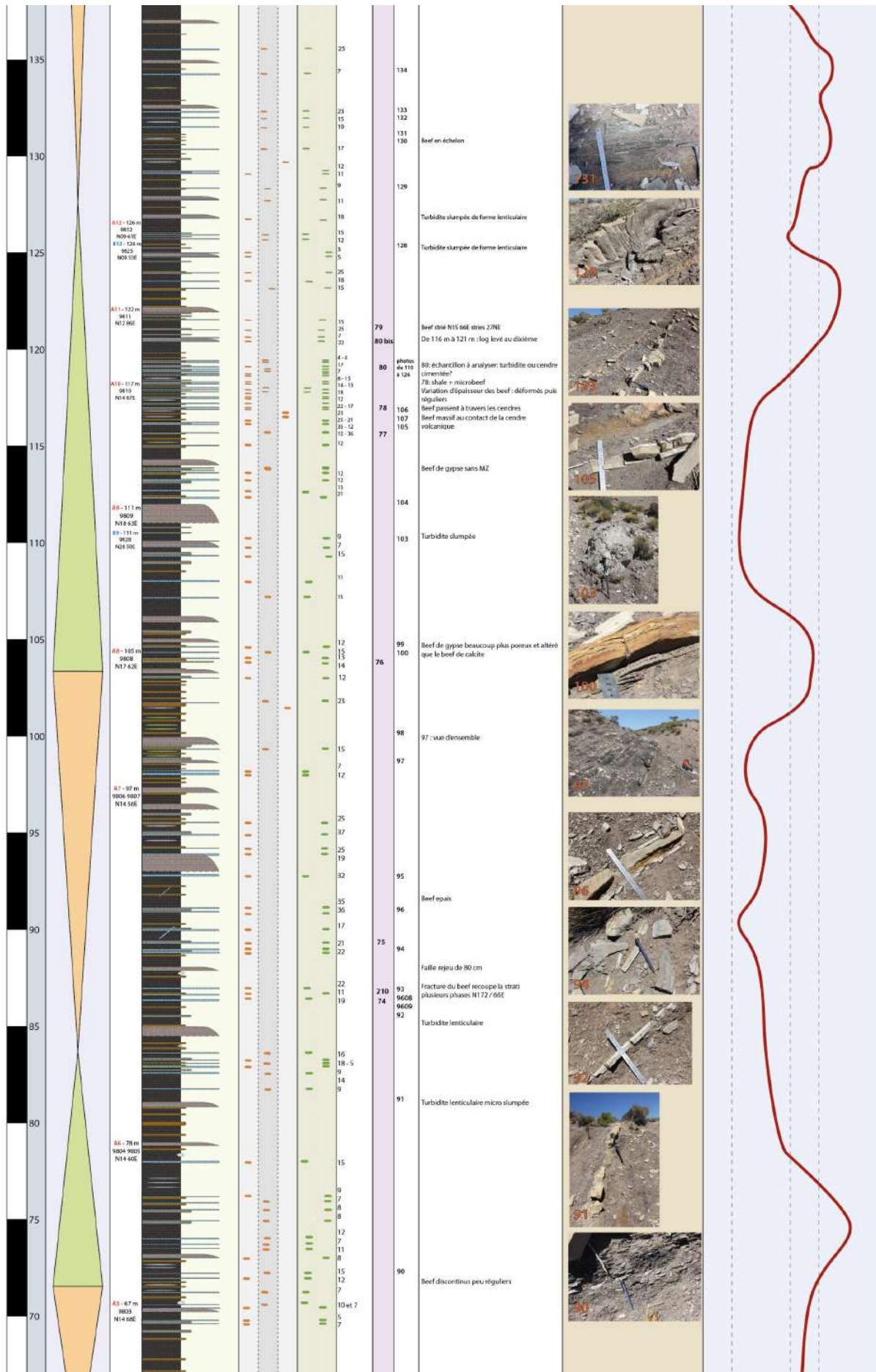
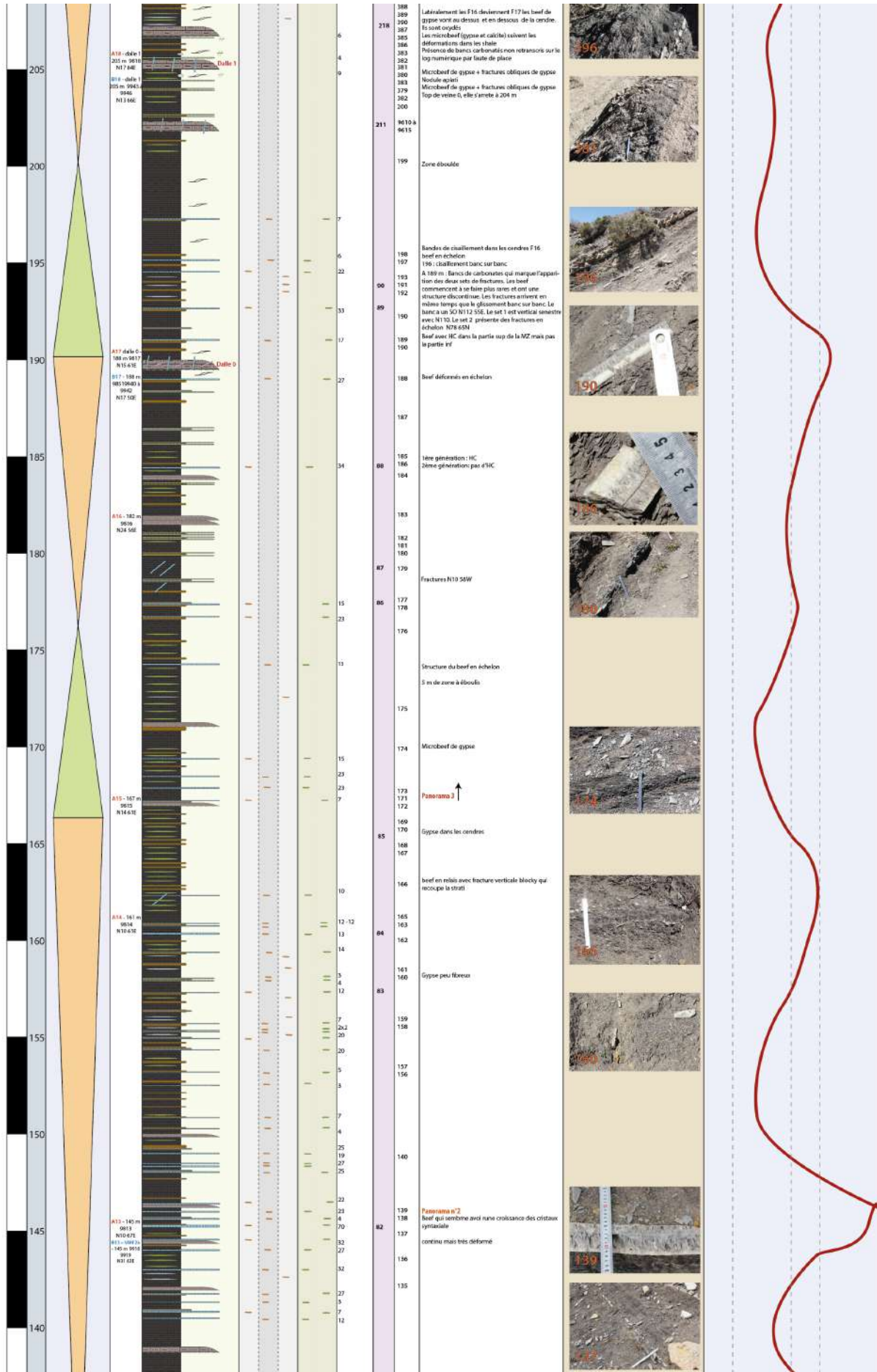


Figure 146: Log détaillé de l’affleurement de Huncaal (38° 7'5.95"S 70°24'11.63"O) avec la position des beef, leurs familles, leur épaisseur, les échantillons sélectionnés, les notes, les photographies, les données TOC un graphique avec les beef continus (bleus) / discontinus (oranges) en ordonnées et leur épaisseur en abscisse.

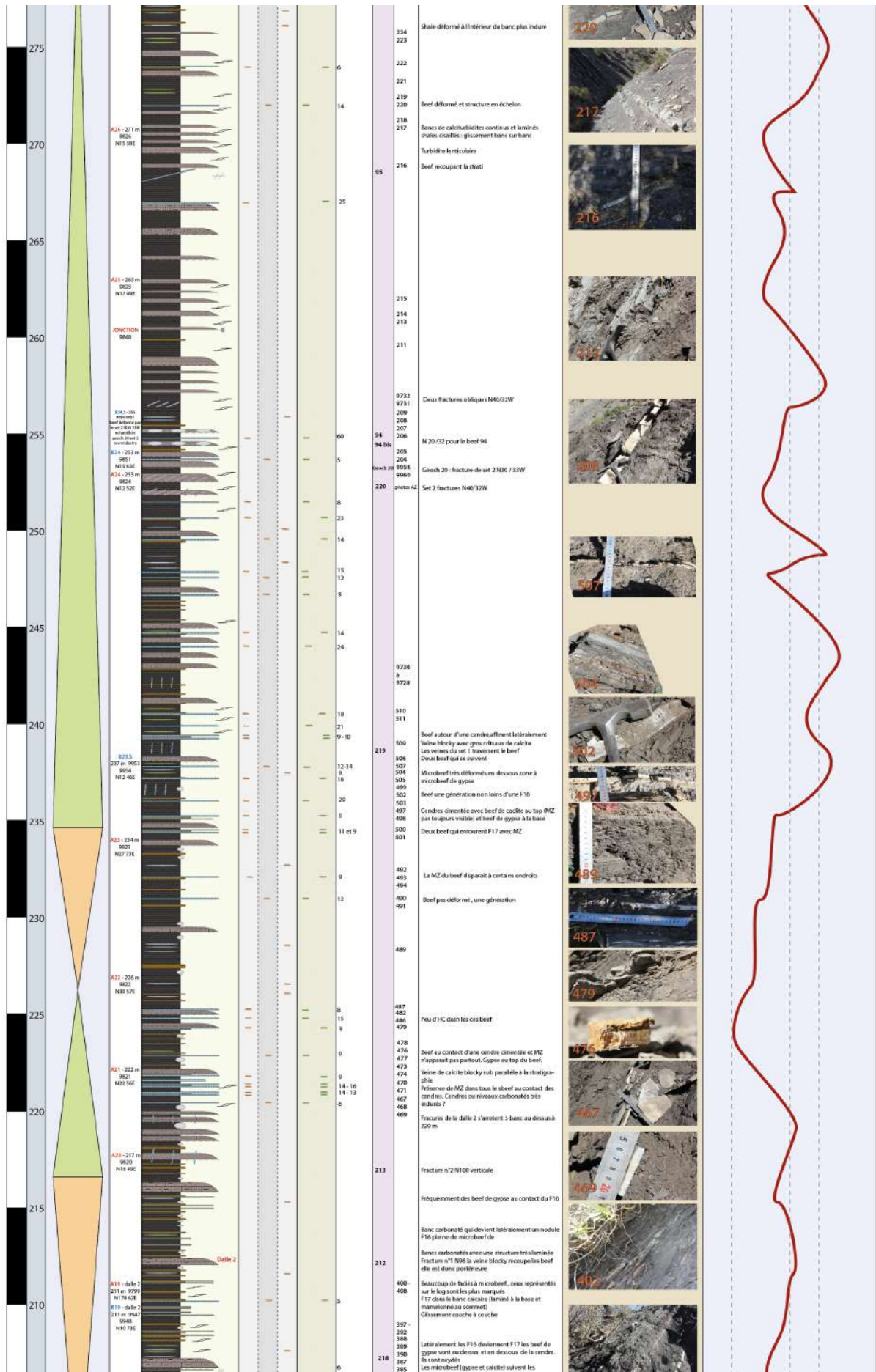




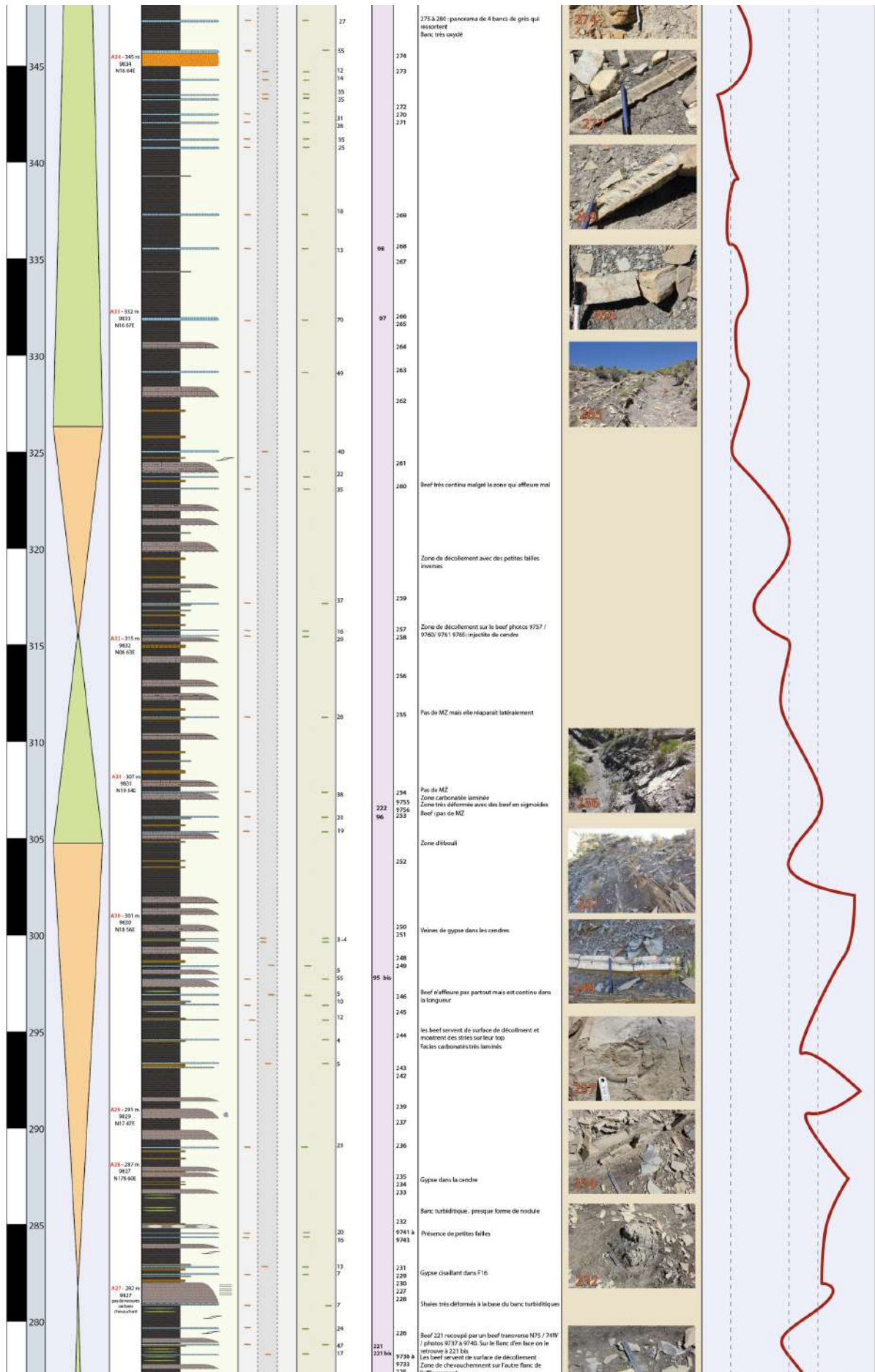


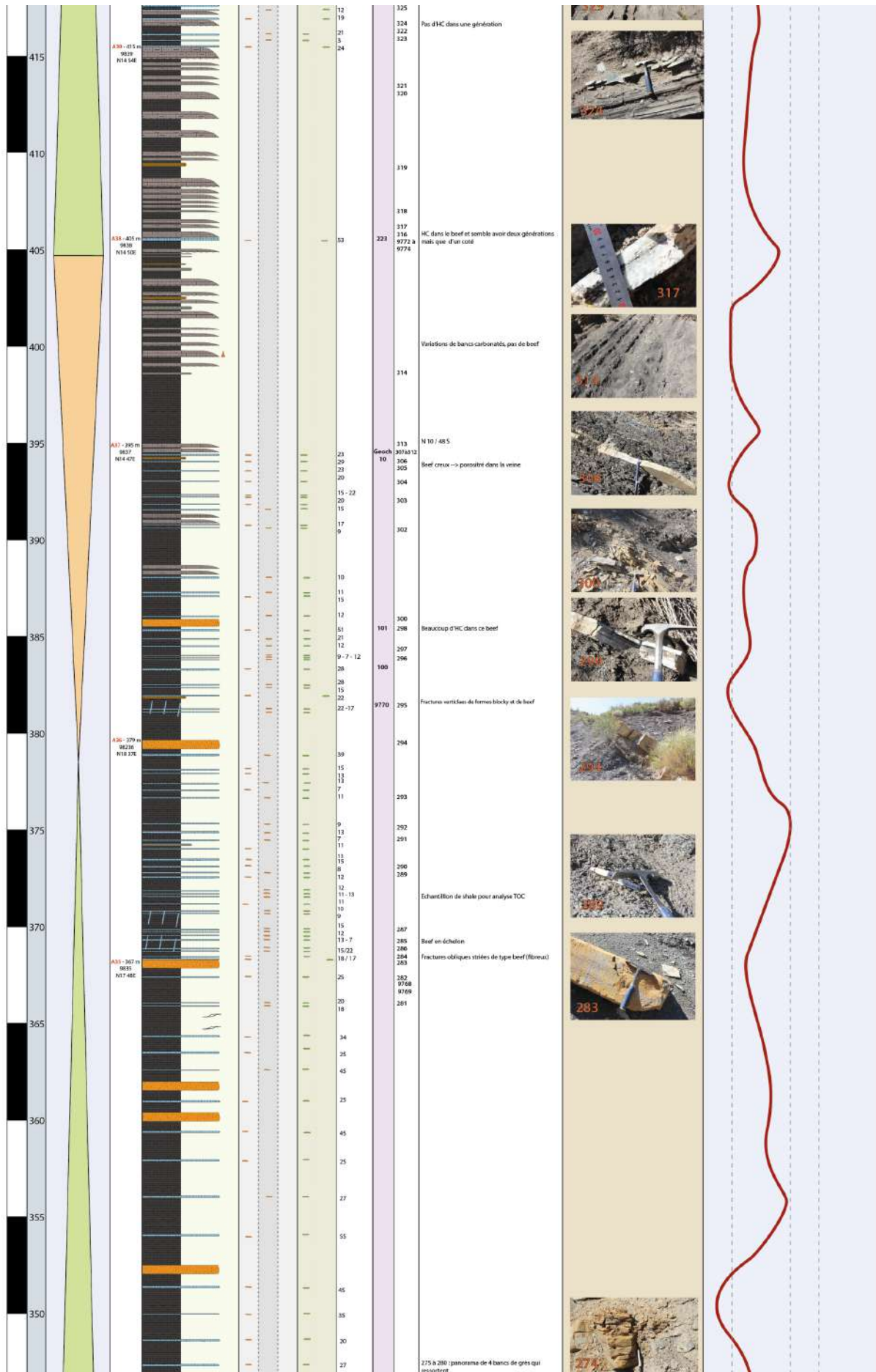


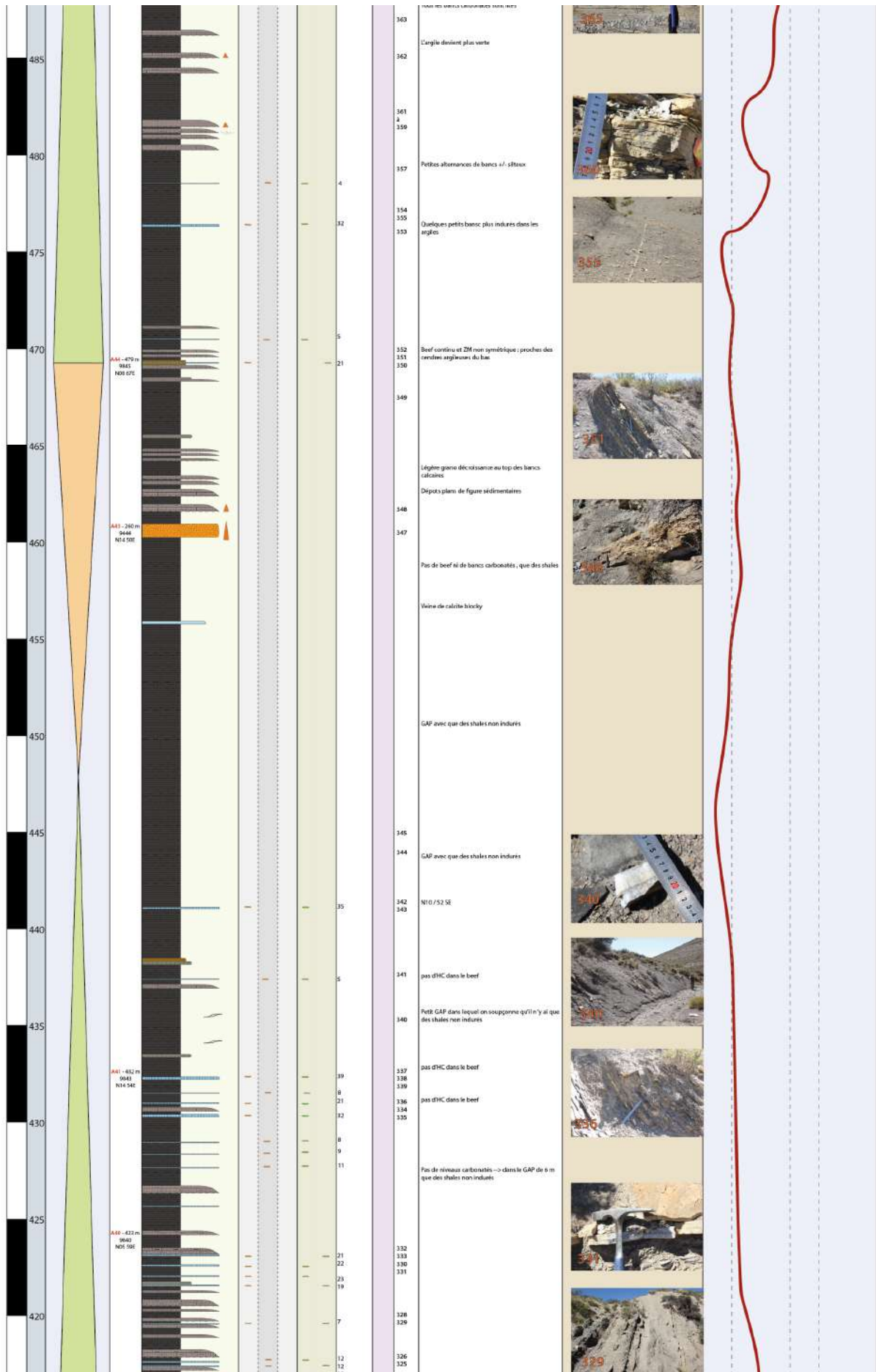
















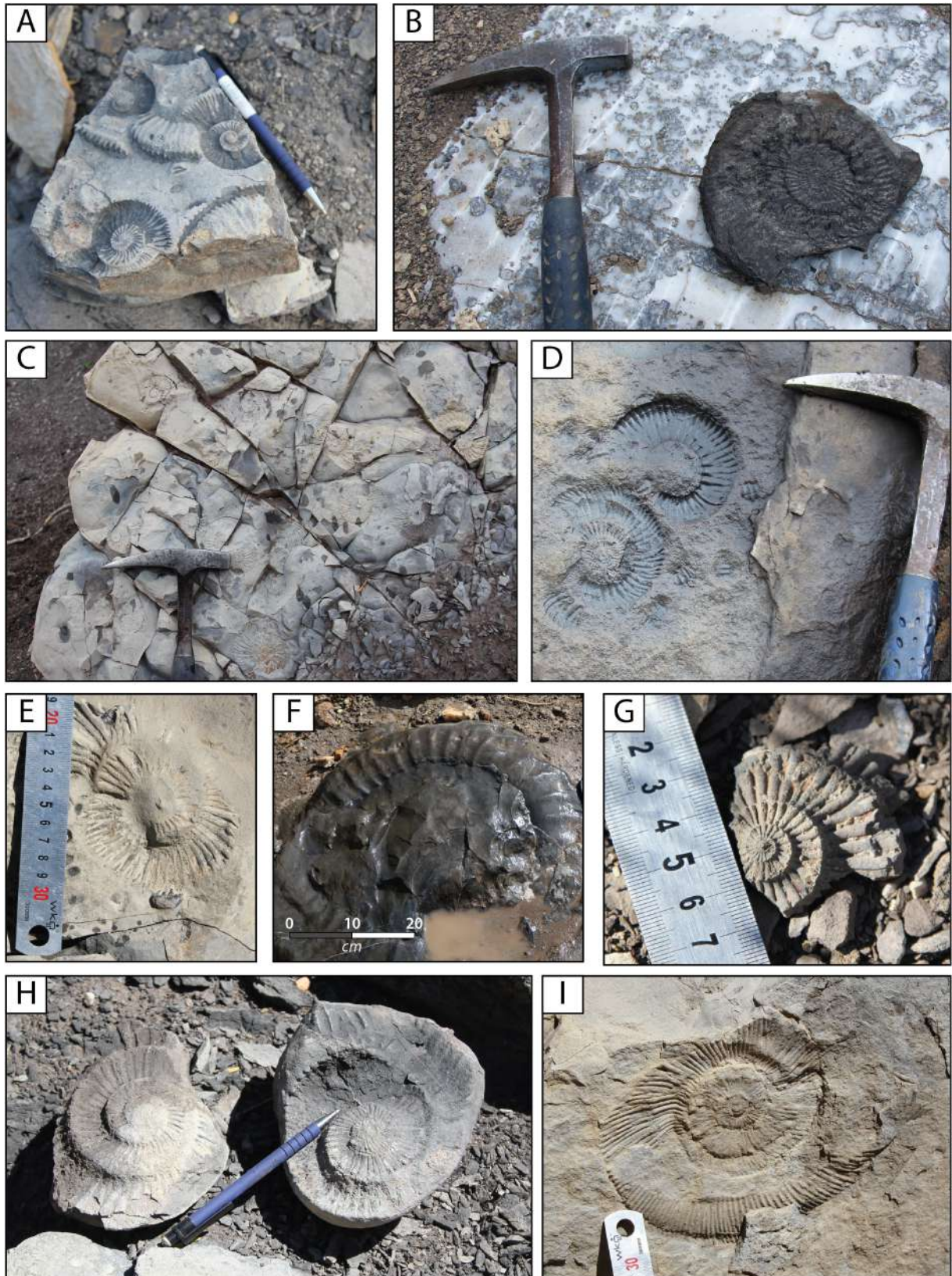


Figure 148 : A. Fossile d'ammonites dans la Vaca Muerta inférieure à Puerta Curaco B. Fossile d'ammonite au marqué à la surface d'un beef à Lechuza C. Dalle de fossiles d'ammonites à Puerta Curaco D. Fossile d'ammonites à Puerta Curaco E. Fossile d'ammonites à Puerta Curaco F. Fossile d'ammonite à Huncal G. Fossile d'ammonites à Puerta Curaco H. Fossile d'ammonite ayant servi de nucléus pour l'initiation d'un nodule de calcite à Puerta Curaco I. Fossile d'ammonite à Puerta Curaco



Tableau 8: Données GPS, de pendage et d'orientation des beef repères dans les canyons VMF1 et VMF2

Canyon VMF 1					
name	latitude	longitude	altitude (m)	Dip_azimuth	Dip
A0	37,38	-69,94	1464,40	283,00	57,00
A1	37,38	-69,94	1464,90	290,00	65,00
A2	37,38	-69,94	1462,70	315,00	75,00
A3	37,38	-69,94	1453,40	35,00	65,00
A4	37,38	-69,94	1453,50	293,00	60,00
A5	37,38	-69,94	1450,20	284,00	68,00
A6	37,38	-69,94	1448,00	284,00	60,00
A7	37,38	-69,94	1448,30	284,00	56,00
A8	37,38	-69,94	1440,60	287,00	62,00
A9	37,38	-69,94	1439,10	288,00	63,00
A10	37,38	-69,94	1436,80	284,00	67,00
A11	37,38	-69,94	1437,00	282,00	86,00
A12	37,38	-69,94	1435,40	279,00	61,00
A13	37,38	-69,94	1434,60	280,00	67,00
A14	37,38	-69,94	1430,70	280,00	61,00
A15	37,38	-69,94	1428,60	284,00	61,00
A16	37,38	-69,94	1426,70	294,00	56,00
A17	37,38	-69,94	1425,70	285,00	61,00
A18	37,38	-69,94	1422,00	287,00	64,00
A19	37,38	-69,94	1411,40	88,00	62,00
A20	37,38	-69,94	1400,30	288,00	49,00
A21	37,38	-69,94	1394,70	292,00	56,00
A22	37,38	-69,94	1383,10	300,00	57,00

A23	- 37,38	-69,94	1384,40	297,00	73,00
A24	- 37,38	-69,94	1380,10	282,00	52,00
A23	- 37,38	-69,94	1379,40	287,00	49,00
A26	- 37,38	-69,94	1367,00	285,00	58,00
A27	- 37,38	-69,94	1365,90	270,00	47,00
A28	- 37,38	-69,94	1366,80	88,00	60,00
A29	- 37,38	-69,94	1363,90	287,00	47,00
A30	- 37,38	-69,94	1365,00	288,00	56,00
A31	- 37,38	-69,94	1362,20	289,00	54,00
A32	- 37,38	-69,94	1360,10	276,00	63,00
A33	- 37,38	-69,94	1353,50	286,00	67,00
A34	- 37,38	-69,94	1350,60	286,00	64,00
A35	- 37,38	-69,94	1354,20	287,00	48,00
A36	- 37,38	-69,94	1352,00	288,00	37,00
A37	- 37,38	-69,94	1348,50	284,00	47,00
A38	- 37,38	-69,94	1344,80	284,00	50,00

**CANYON VMF 1**

name	latitude	longitude	Altitude (m)	Dip_azimuth	Dip
A39	- 37,38	-69,94	1342,60	284,00	54,00
A40	- 37,38	-69,94	1345,10	275,00	59,00
A41	- 37,38	-69,94	1342,80	284,00	54,00
A43	- 37,38	-69,94	1340,80	284,00	50,00
A44	- 37,38	-69,94	1341,50	278,00	67,00
A45	- 37,38	-69,94	1341,80	281,00	44,00
A46	- 37,38	-69,94	1341,20	290,00	57,00

**Canyon VMF 2**

name	latitude	longitude	altitude (m)	Dip_azimuth	Dip
------	----------	-----------	--------------	-------------	-----

B9	- 37,38	-69,94	1453,90	118,00	50,00
B12	- 37,38	-69,94	1451,50	99,00	53,00
B13	- 37,39	-69,95	1487,80	121,00	63,00
B17	- 37,38	-69,94	1418,20	107,00	50,00
B18	- 37,38	-69,94	1414,60	103,00	66,00
B19	- 37,38	-69,94	1407,40	100,00	73,00
B23.5	- 37,38	-69,94	1385,50	102,00	46,00
B24	- 37,38	-69,94	1382,60	109,00	63,00

---

Tableau 9: Données des dimensions spatiales des beef continus sous le logiciel CloudCompare

Beef N°	Visible length (m)	Maximum extension (m)	Beef N°	Visible length (m)	Maximum extension (m)
1	12,41	4,55	39	0,59	7,61
2	4,55	4,02	40	4,68	16,72
3	19,25	6,41	41	4,28	10,71
4	17,45	5,72	42	2,87	0,51
5	13,56	4,26	43	7,61	15,02
6	23,85	5,68	44	11,18	13,27
7	22,51	7,91	45	7,00	2,55
8	26,55	9,71	46	8,71	4,03
9	34,81	12,42	47	10,93	9,12
10	33,98	12,31	48	8,29	7,37
11	30,22	11,14	49	5,99	7,24
12	6,54	2,31	50	2,01	3,20
13	23,07	7,10	51	2,66	3,81
14	13,12	6,43	52	12,20	18,41
15	17,31	9,91	53	17,81	3,52
16	21,59	13,44	54	12,37	2,17
17	19,17	11,09	55	19,27	1,23
18	11,89	7,15	56	5,88	5,45
19	10,62	7,33	57	4,72	4,00
20	2,29	10,92	58	6,30	4,55
21	7,72	17,75	59	1,84	3,13
22	13,02	12,93	60	6,09	6,00
23	12,28	19,63	61	6,41	5,15
24	7,87	18,96	62	5,23	4,73
25	2,73	1,56	63	1,10	2,71
26	8,73	7,59	64	1,83	2,43
27	8,17	6,21	65	5,43	2,73
28	8,10	6,91	66	18,61	7,52
29	1,91	0,63	67	18,39	7,21
30	2,86	0,97	68	20,51	12,86
31	3,45	0,79	69	19,31	12,60
32	17,58	0,76	70	16,25	11,28
33	15,75	1,42	71	4,52	6,10
34	15,25	0,72	72	11,31	8,02
35	14,39	2,81	73	5,58	6,11
36	15,95	3,61	74	2,38	4,34
37	7,01	0,77	75	2,52	4,61

38	9,41	18,61		76	0,34	4,29
Beef N°	Visible length (m)	Maximum extension (m)		Beef N°	Visible length (m)	Maximum extension (m)
77	0,31	4,58		103	21,91	6,38
78	0,11	1,63		104	21,20	6,11
79	0,34	6,41		105	17,52	14,32
80	0,45	6,52		106	21,65	10,48
81	0,39	6,62		107	21,35	13,13
82	0,72	7,59		108	18,18	14,37
83	1,45	5,64		109	25,62	16,67
84	4,25	6,58		110	25,69	16,99
85	5,21	6,25		111	4,06	6,34
86	8,98	4,61		112	2,39	1,66
87	10,69	5,31		113	19,23	11,77
88	11,44	5,20		114	14,07	9,01
89	9,48	1,26		115	7,08	5,87
90	13,07	4,61		116	13,56	8,18
91	11,70	3,95		117	14,48	11,91
92	7,61	3,04		118	8,03	8,18
93	6,60	3,85		119	8,14	11,56
94	12,60	3,70		120	13,36	21,12
95	8,04	7,35		121	11,24	18,80
96	12,48	3,99		122	11,87	25,94
97	9,21	3,34		123	9,46	22,60
98	21,42	10,27		124	5,13	15,45
99	17,30	8,95		125	27,90	10,87
100	18,68	8,90		126	9,98	3,71
101	13,42	6,40		127	15,54	12,74
102	13,40	5,91		128	33,55	12,66



Tableau 10: Données des dimensions spatiales des beef discontinus sous le logiciel CloudCompare

Beef N°	Visible length (m)	Maximum extension (m)		Beef N°	Visible length (m)	Maximum extension (m)
1	6,75	0,48		39	2,79	1,07
2	9,1	5,15		40	1,1	0,32
3	3,26	2,06		41	1,86	0,94
4	3,91	2,02		42	2,19	1,11
5	2,89	1,51		43	1,45	1,05
6	1,68	0,41		44	3,08	0,36
7	7,14	1,42		45	1,85	0,37
8	3,53	0,18		46	0,79	5,69
9	1,74	0,84		47	4,88	0,6
10	3,24	1,75		48	2,94	0,38
11	2,32	1,14		49	2,38	0,25
12	0,58	0,32		50	2,74	1,01
13	1,44	0,92		51	2,45	0,63
14	1,53	0,53		52	3,1	0,26
15	1,89	0,34		53	1,95	0,21
16	1,11	0,35		54	1,2	0,71
17	2,04	0,76		55	5,25	4,44
18	2,94	1,49		56	3,59	2,56
19	1,7	0,62		57	1,87	0,58
20	2,06	0,35		58	1,23	0,7
21	4,23	1,81		59	1,49	0,96
22	3,93	2,17		60	0,66	0,66
23	5,26	1,33		61	1,53	0,62
24	1,55	1,03		62	0,25	0,18
25	1,97	1,87		63	1,9	1,53
26	1,92	6,08		64	1,36	0,68
27	2,28	6,36		65	1,43	2,83
28	1,93	3,12		66	2,87	1,89
29	2,1	0,09		67	1,04	1,96
30	4,88	0,6		68	1,23	0,64
31	6,41	0,07		69	1,22	0,45
32	2,9	0,81		70	1,86	0,65
33	1,93	1,32		71	1,42	0,48
34	1,07	0,03		72	0,75	0,23
35	2,61	0,19		73	0,21	0,52
36	4,6	0,43		74	1,29	0,42
37	3,83	0,51		75	2,13	2,86

38	3,17	0,54		76	1,16	0,44
Beef N°	Visible length (m)	Maximum extension (m)		Beef N°	Visible length (m)	Maximum extension (m)
77	1,84	0,72		115	0,27	0,9
78	1,22	0,57		116	1,54	1,47
79	1,7	0,73		117	9,45	1,56
80	3,26	1,55		118	6,57	0,82
81	2,86	2,3		119	3,31	0,91
82	1,42	1,1		120	4,34	2,25
83	4,51	1,38		121	1,18	2,09
84	1,73	0,52		122	1,51	1,62
85	1,25	0,38		123	1,78	2,16
86	3,96	1,66		124	0,16	1,73
87	1,06	0,66		125	2,87	0,75
88	2,6	0,47		126	0,69	0,04
89	0,54	0,49		127	2,65	1,12
90	0,27	3,19		128	1,92	1,82
91	2,78	0,15		129	0,67	0,41
92	1,13	0,12		130	3,75	1,58
93	5,72	0,41		131	1,04	0,37
94	4,22	0,05		132	1,91	0,71
95	1,64	0,14		133	1,3	0,41
96	7,18	0,31		134	1,65	0,43
97	1,8	0,34		135	0,92	0,56
98	3,95	0,52		136	4,08	1,98
99	3,22	0,34		137	0,91	0,49
100	1,16	0,85		138	1,84	1,11
101	5,94	2,3		139	1,96	0,97
102	3,27	0,81		140	1,73	0,43
103	1,31	2,36		141	2,1	0,96
104	2,21	0,13		142	0,96	0,41
105	0,25	1,4		143	2,39	0,15
106	2,41	3,11		144	2,05	0,62
107	1,07	2,04		145	1,62	1,48
108	3,46	0,84		146	3,86	1,61
109	0,27	0,91		147	2,25	1,06
110	1,54	2,43		148	1,52	1,08
111	9,45	1,56		149	1,39	1,03
112	6,57	0,82		150	0,74	0,56
113	3,39	0,91		151	0,91	0,89

114	3,46	0,84		152	0,75	0,71
<b>Beef N°</b>	<b>Visible length (m)</b>	<b>Maximum extension (m)</b>		<b>Beef N°</b>	<b>Visible length (m)</b>	<b>Maximum extension (m)</b>
153	0,51	0,55		168	2,91	1,7
154	2,38	2,31		169	3,33	1,56
155	1,75	1,77		170	3,05	1,13
156	1,17	0,87		171	8,14	2,83
157	3,22	3,04		172	1,35	0,73
158	2,92	3,44		173	5,79	3,74
159	1,18	1,45		174	6,47	3,56
160	1,07	1,45		175	4,52	4,17
161	0,36	0,58		176	1,51	1,61
162	4,08	3,55		177	2,71	2,28
163	0,57	1,53		178	3,31	2,29
164	1,41	1,9		179	2,49	1,4
165	1,02	1,48		180	1,62	0,69
166	1,94	1,54		181	6,02	0,52
167	2,79	0,74		182	2,02	1,68

Tableau 11: Données des dimensions spatiales des beef continus corrélés d'un flanc à l'autre du canyon sous le logiciel CloudCompare

<b>Beef N°</b>	<b>Visible length (m)</b>	<b>Maximum extension (m)</b>
1	24,27	19,29
2	35,79	16,54
3	34,93	17,88
4	20,12	10,47
5	9,72	13,98
6	15,75	8,85
7	17,28	16,66
8	17,61	17,52
9	29,92	33,24
10	26,78	20,48
11	42,50	33,50
12	27,75	14,51
13	29,01	38,88
14	38,95	33,37
15	32,52	32,64
16	31,18	28,90
17	30,64	28,83
18	31,96	28,28





# Chapitre IV : Études pétrographiques et géochimiques de la fracturation



*Chouette observée sur l'affluement qui donnera le nom de ce dernier de « Lechuza »*



# Avant-propos

---

Les beef de la formation de la Vaca Muerta sont des marqueurs de différents processus géologiques et géochimiques au cours de l'histoire du bassin de Neuquén. Les chapitres II et III traitent des facteurs contrôlant la distribution des beef dans l'espace ainsi que leurs morphologies. Ce chapitre IV s'intéresse à l'enregistrement géochimique des beef, notamment sur les différents fluides diagénétiques et hydrocarbonés ayant circulés au cours de l'histoire du bassin de Neuquén.

Afin de contraindre plus spécifiquement l'histoire géochimique des beef au niveau i) des fluides parents, ii) de leur composition, et iii) de leur timing de mise en place au cours de l'enfouissement, un set d'analyses géochimiques a été effectué. Dans le but de faire des comparatifs inter- et intra-beef, et inter-génération, une sélection d'échantillons représentatifs de l'ensemble des beef observés sur le terrain et des carottes a été choisie pour ces analyses. Les échantillons comportent donc des beef, des veines de calcite transverses aux beef, des roches encaissantes et des cendres au contact des beef. Quand les conditions analytiques le permettaient, les échantillons ont été analysés par les différents outils géochimiques listés ci-dessous.

Dans un premier temps, des analyses pétrographiques ont été effectuées à l'aide d'observations au microscope optique, au MEB, en cathodoluminescence et au QMESCAN. Ces observations nous ont permis de mettre en avant la complexité des échantillons et de mieux cibler les zones spécifiques à analyser. Dans un second temps, un set complet d'analyses d'éléments majeurs, traces et terres rares ont été accompli dans le but de contraindre les teneurs élémentaires des fluides parents. Pour remonter aux conditions de pression, de températures et de salinité lors de la cristallisation des beef, une étude complète d'inclusions fluides aqueuses et hydrocarbonées a aussi été réalisée. Cette étude fut établie par Franck Amoi, étudiant de Master 2 à l'université de Lorraine, lors d'un stage de fin d'étude de 6 mois sous la tutelle de Jacques Pironon. En parallèle, une étude de "clumped isotopes" a été menée sur les mêmes échantillons par Xavier Mangenot au "Californian Institute of Technology", l'objectif étant de contraindre au mieux les températures de précipitation des beef. Pour finir, des transects d'analyses isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  ont été réalisés via des mesures sur micro-sonde ionique. Ces analyses à très fine échelle permettent d'observer l'évolution de la composition du fluide au cours de la cristallisation dans un beef.

Ces résultats sont présentés comme dans l'ordre cité ci-dessus. Une synthèse générale clôt ce chapitre.



# Analyses pétrographiques et géochimiques

---

## I. Analyse pétrographique

### A. Observations au microscope optique

#### 1. Introduction au microscope optique

La microscopie optique est à la base des observations des phases minérales et des relations texturales et d'altération. Elle permet également de réaliser l'étude préliminaire pétrographique des assemblages d'inclusions fluides aqueuses et hydrocarbonées. La majorité des échantillons de roche se compose d'un matériau optiquement anisotrope. Deux des propriétés les plus importantes utilisées pour l'identification des minéraux au microscope optique sont i) la couleur et ii) les propriétés optiques du minéral lui-même. La microscopie à lumière polarisante joue par conséquent un rôle important dans l'étude des veines de calcite et de leur roche encaissante, permettant l'analyse de la granulométrie et de la forme des grains, de la cristallinité et de la morphologie des minéraux et aidant à leur identification.

#### 2. Méthodologie

Un ensemble de 127 grandes lames (45 x 60 mm) a été fait sur les échantillons de terrain et sur les carottes sédimentaires pour les beef (n=80), les veines transverses (n=11), les facies sédimentaires (n=20) et les cendres (n=12). Ces lames ont été réalisées à partir de coupes transversales orientées dans chacun de ces échantillons. Dans un premier temps ces lames ont été observées en lumière polarisée analysée (LPA) et lumière polarisée non analysée (LPNA) au microscope optique Zeiss Axio Zoom V16 avec les objectifs Apo Z 0.5x, 1.5x et 2.3x.

Les lames minces ont ensuite été analysées en lumière transmise et lumière UV à l'aide d'une lampe UV dotée d'un épiscube contenant un filtre d'excitation centrée à 360 +/- 10 nm, un miroir dichroïque à 400 nm et filtre d'émission long pass permettant de collecter les longueurs d'onde au-delà de 400 nm. La particularité de ce filtre UV permet de faire fluorer la matière organique présente dans les shales, et présente sous forme de fragments et d'inclusions fluides hydrocarbonées dans les veines de calcite (beef et veines blocky).



### 3. Générations de calcite

Comme discuté dans les précédents chapitres, il a été observé sur les beef présents dans l'embalement ([chapitre II](#)) ainsi que ceux présents dans les ceintures plissées ([chapitre III](#)), qu'ils pouvaient comporter une ou plusieurs générations de calcite au sein d'une même veine. Cette particularité fut décrite par de précédents auteurs pour les beef de Vaca Muerta ([Rodrigues et al., 2009b](#); [Weger et al., 2019](#)).

Néanmoins, nos observations illustrent une fréquente asymétrie d'une même génération de part et d'autre de la zone médiane (Figure 149). Il n'est pas rare d'observer sur nos lames un beef comportant une génération avec une épaisseur bien plus importante d'un côté que de l'autre (Figure 149 A). De plus, pour des beef comportant plusieurs générations de calcite, cette asymétrie est aussi souvent présente (Figure 149 B). Certains beef n'ayant pas le même nombre de générations d'un côté à l'autre de la zone médiane.

Ces observations démontrent que le beef n'a pas un unique modèle de formation et de croissance cristalline (Figure 49) comme l'ont décrit Rodrigues et al., 2009. Sa morphologie semble bien plus complexe et pourrait être contrôlée par des différences rhéologiques entre la partie supérieure et inférieure de la veine, contrôlant la croissance cristalline ainsi que la réouverture de la fracture lors de la cristallisation d'éventuelles générations postérieures.

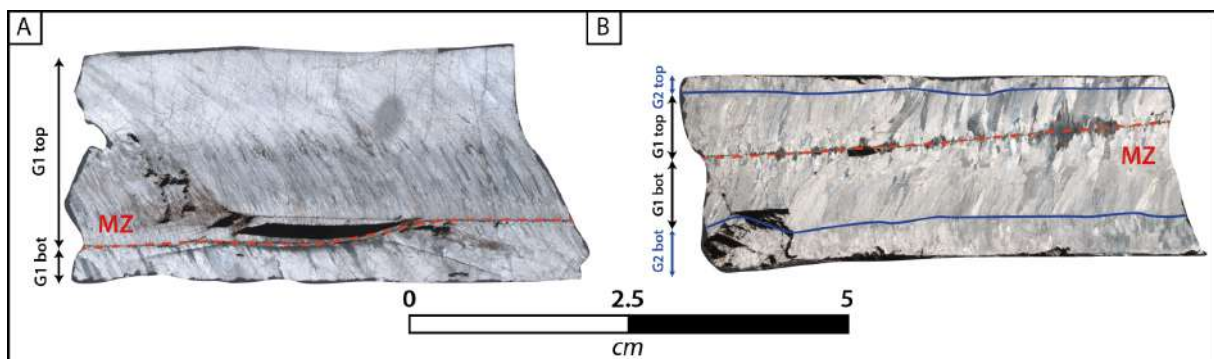


Figure 149: Étude pétrographique de l'asymétrie de la croissance cristalline des beef sous LPA. A. Beef avec une génération de calcite. La partie supérieure de la génération est plus épaisse que la partie inférieure. B. Beef avec deux générations de calcite. La génération 1 est symétrique, la génération 2 est asymétrique avec une épaisseur deux fois plus importante à la base du beef. MZ= median zone, G1 = génération 1 et G2 = génération 2.

### 4. Déformation des fibres de calcite

Plusieurs auteurs suggèrent que les fibres de calcite peuvent traquer les déformations appliquées sur la roche encaissante e.g. ([Cox, 1987](#); [Cox and Etheridge, 1983](#); [Durney and Ramsay, 1973](#); [Taber, 1918](#); [Urai et al., 1991](#)). Tandis que d'autres auteurs restent réservés quant à cette affirmation ([Koehn et al., 2000](#)). Pour plus d'information le lecteur est invité à se référer au chapitre [chapitre I partie 1 paragraphe IV.A.4.d](#). D'un point de vue textural, il

apparaît que certains beef présentent des fibres déformées, tandis que d'autres montrent des fibres perpendiculaires à la stratification (Figure 150). De même, au sein d'un même beef d'une génération à l'autre, certaines générations peuvent enregistrer une déformation (Figure 150 G & H) tandis que d'autres illustrent des phases sans contraintes tectoniques compressives (Figure 150 C, K et L). A une échelle encore plus fine, les déformations peuvent être enregistrées dans une génération d'un côté de la zone médiane mais pas de l'autre (Figure 149 A et Figure 150 D).

En outre, aucune tendance inter-beef (d'un beef à l'autre) n'a pu être établie entre la chronologie des générations de fibres déformées et non-déformées. La déformation enregistrée par les fibres semble aléatoire d'un beef à l'autre. Ce paramètre suggère que les beef et leurs générations ne se sont pas mis en place de manière contemporaine, mais à des époques différentes comportant des états de contraintes divergents. Si les beef s'étaient tous générés au même instant dans l'histoire du bassin, la même texture (déformée et non déformée) et le même nombre de générations de calcite seraient observées dans chacun d'entre eux. Or, les différents exemples de la Figure 150 reflètent la diversité des textures et des paléo-contraintes syn-générationnelles de chaque beef.





Outcrop	LPNA	Petrographic characteristics	Outcrop	LPNA	Petrographic characteristics
<b>A</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Huncal</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ataxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> </ul> </li> </ul>	<b>G</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Puerta Curaco</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- Three calcite generations</li> <li>- First generation deformed</li> </ul> </li> </ul>
<b>B</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Puerta Curaco</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Asymmetric median zone</li> </ul> </li> </ul>	<b>H</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Huncal</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- Three calcite generations</li> <li>- Cone in cone structure</li> </ul> </li> </ul>
<b>C</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Huncal</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Symmetric median zone</li> </ul> </li> </ul>	<b>I</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Puerta Curaco</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ataxial growth</li> <li>- Lenticular shape</li> <li>- Microbeef</li> </ul> </li> </ul>
<b>D</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Huncal</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Asymmetric median zone</li> <li>- Sheared fibers</li> </ul> </li> </ul>	<b>J</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Puerta Curaco</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ataxial growth</li> <li>- On both sides of ashbeds</li> </ul> </li> </ul>
<b>E</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Lechuza</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Symmetric median zone</li> <li>- Shared fibers</li> </ul> </li> </ul>	<b>K</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Puerta Curaco</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- Shaly and micro fractured median zone</li> <li>- Two calcite generations on one whole only</li> </ul> </li> </ul>
<b>F</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Lechuza</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Antitaxial growth</li> <li>- One calcite generation</li> <li>- Symmetric median zone</li> </ul> </li> </ul>	<b>L</b> 		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Location: Puerta Curaco</li> <li>• Specific features                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ataxial growth</li> <li>- Two calcite generations: the first is shale- and bitume inclusions-rich, the second is calcitic only</li> </ul> </li> </ul>

Figure 150 : Tableau de classification texturale des beef A. Beef à croissance ataxiale et une génération B. Beef à croissance antitaxiale et une génération déformée C. Beef à croissance antitaxiale et une génération D. Beef à croissance antitaxiale et une génération plus développée eu top et déformée E. Beef à croissance antitaxiale et une génération déformée F. Beef à croissance antitaxiale et une génération G. Beef à croissance antitaxiale et trois générations dont la première déformée H. Deux beef à croissance antitaxiale avec deux générations au top et trois générations à la base et des inclusions solides piégées dans la première génération (flèche rouge) I. Micro-beef à croissance ataxiale avec une génération J. Beef au top et à la base d'une cendre avec une croissance ataxiale et une génération K. Beef avec une croissance antitaxiale et deux générations au top et une génération à la base. L. Beef avec une croissance ataxiale et deux génération.







## 5. Bitume et kérogène dans les shales et veines transverses

Les veines transverses (Figure 151 A) ainsi que les beef (Figure 151 B) contiennent fréquemment des fragments de bitume facilement repérables en LPNA. Ils se présentent sous forme droite avec une couleur noire opaque et se placent généralement au contact entre deux fibres de calcite, indiquant un piégeage synchrone à la cristallisation.

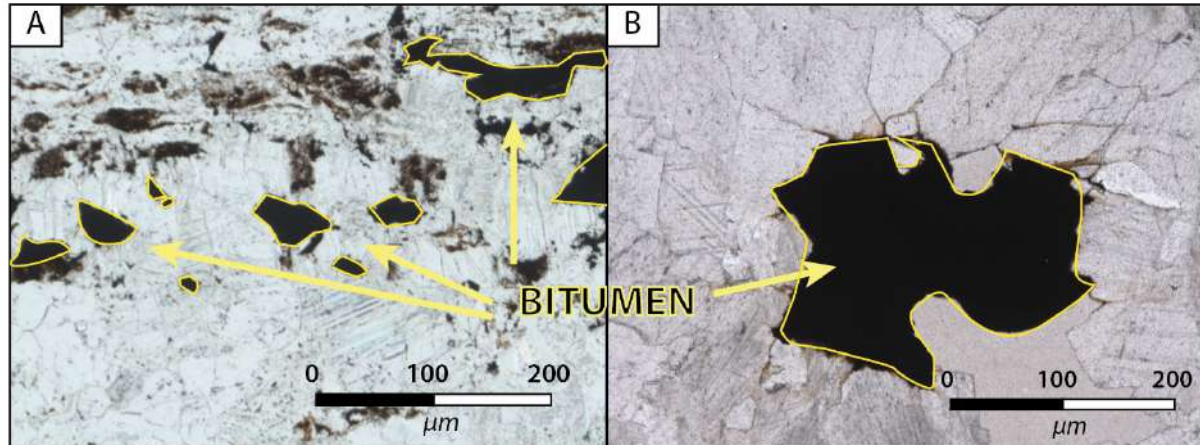


Figure 151 : Fragments de bitume sous LPNA piégé dans les cristaux de calcite. A. Bitume dans les veines transverses du set 2 de l'affleurement de Puerta Curaco. B. Bitume dans les beef de l'affleurement de Mallin De Los Caballos.

Dans un second temps, des analyses en lumière transmise (LT) et en lumière ultra-violets (UV) ont permis de différencier les fragments - de bitume et de kérogène / matière organique diffuse - piégés dans les cristaux de calcite des beef et dans les shales de Vaca Muerta. Le spectre d'émission de la fluorescence varie en teintes en fonction de l'état de maturité des huiles, macéraux et kérogènes. Les deux fonctions pour déterminer la maturation de ces composés sont la valeur de longueur d'onde du maximum de la lumière émise et son intensité. L'intensité de la lumière émise diminue au long de la même séquence d'évolution. Plus la roche sera mature plus sa fluorescence sera rouge - jaune tandis que plus la roche sera faiblement mature plus la fluorescence sera bleue - violet. Dans les exemples détaillés ci-dessous, les teintes de fluorescence indiquent une zone ayant un stade de maturation avancé (fenêtre à huile).

- Le bitume ne fluoresce pas et présente une couleur grise en LT (Figure 152). Deux morphologies sont observées ; le bitume concentré dans les argiles des shales et des cendres et le bitume diffus dans les cristaux de calcite. La taille de ces fragments de bitume est très fine. Le plus souvent elle oscille du nano au micromètre. Le bitume comble la porosité des shales encaissants, diminuant ainsi la porosité et la perméabilité de la matrice. Les cendres présentent un très faible taux de bitume.

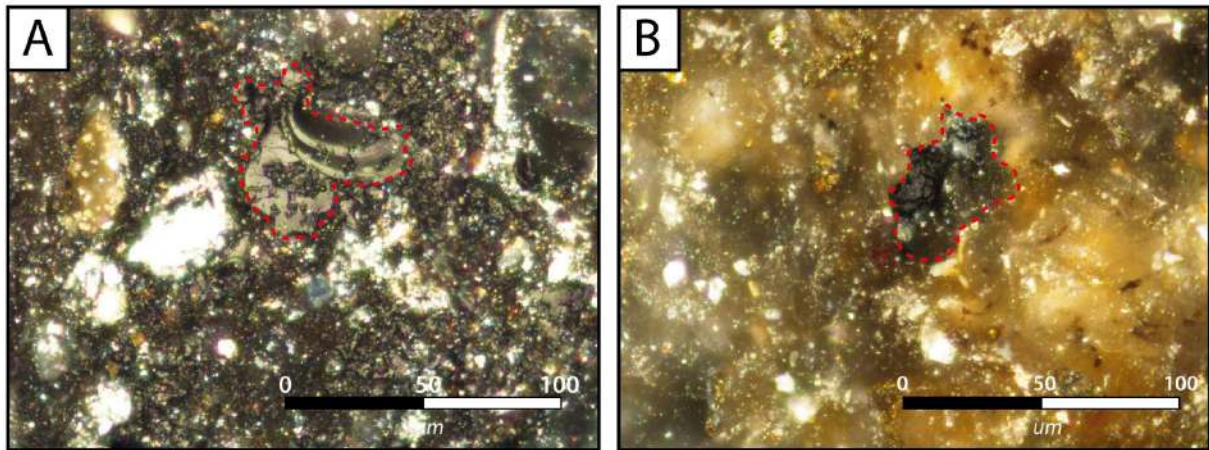


Figure 152 : Analyses en LT des lames minces. A. Fragment bitume dans des shales eux-mêmes piégés dans les cristaux de calcite de l’affleurement de Huncal. B. Fragment de bitume dans les cendres volcaniques de l’affleurement de Puerta Curaco.

- La matière organique aussi appelée kérogène fluoresce sous lumière UV, contrairement au bitume. Ses teintes varient du jaune au marron. Le kérogène est réparti de manière diffuse dans les shales et sa disposition est contrainte par l’anisotropie de la roche (Figure 153).

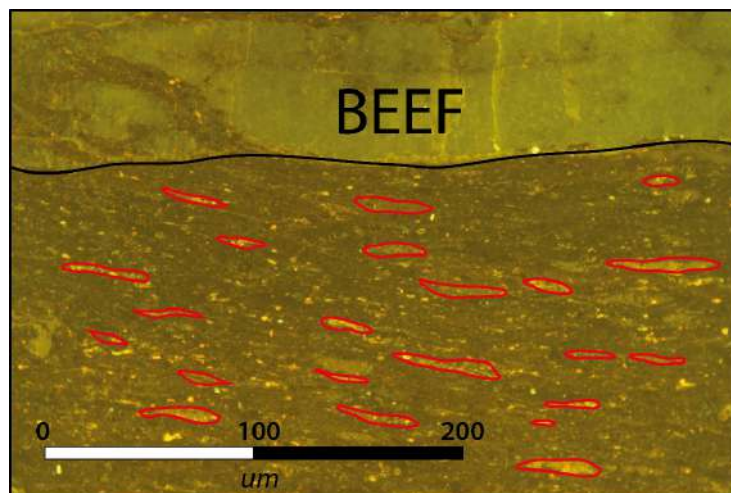


Figure 153 : Paillettes de kérogène fluorescent dans les teintes jaunes / oranges localisées dans un beef de l’affleurement de Huncal. Leur orientation est contrôlée par l’anisotropie des shales.

La Figure 154 permet de différencier le bitume du kérogène, piégés dans les fragments de shales dans la zone médiane d’un beef (Figure 154 A). En lumière UV, les zones riches en kérogène illustrent une forte fluorescence tandis que le bitume ne fluoresce pas et montre une couleur grise venant combler la porosité (Figure 154 B). La lumière transmise couplée à la lumière UV met en évidence les zones riches en paillettes de kérogène - ayant une taille pluri-micrométrique (Figure 154C) - et les fragments de bitume ayant une taille pluri-micrométrique (Figure 154D).



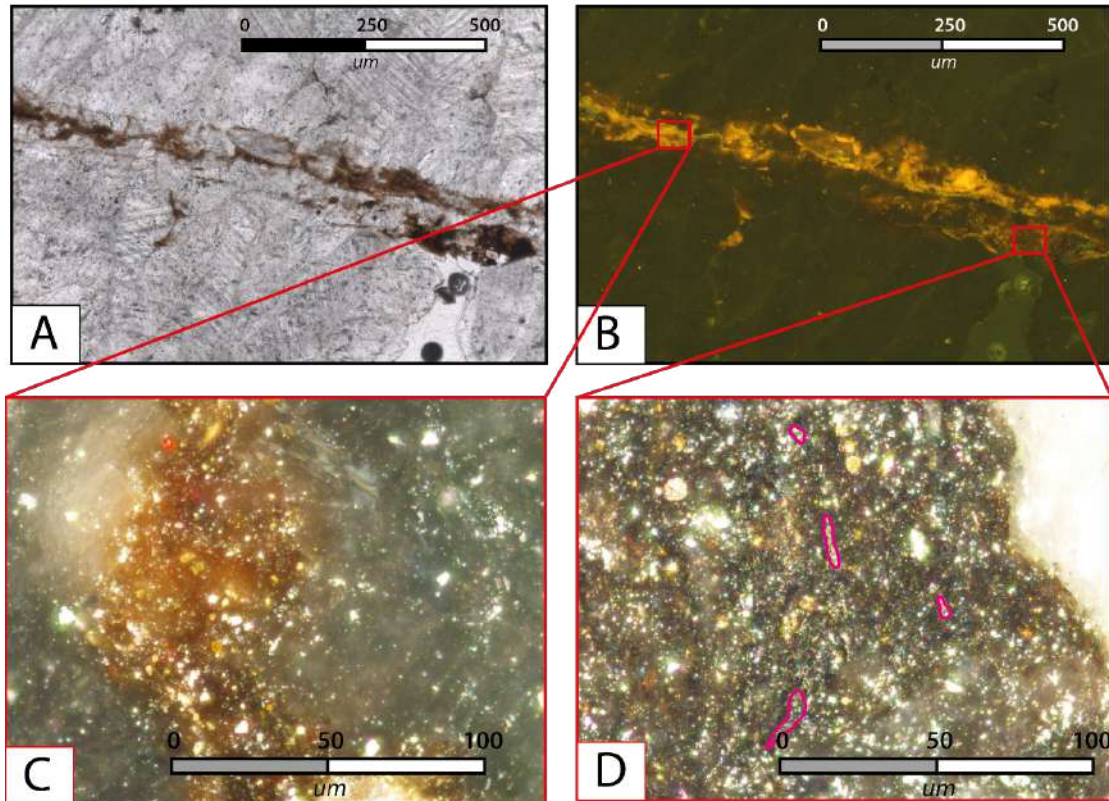


Figure 154 : Kérogène et bitume piégés dans les shales de la zone médiane d'un beef de l'affleurement de Puerta Curaco. A. Zone médiane observée en LPNA, deux composés distincts sont identifiés, l'un marron clair et l'autre noir. B. Zone médiane en UV, la partie marron composée de shales riches en matière organique fluoresce sous des teintes orange - jaune tandis que la partie noire ne fluoresce pas. C. Zoom sur la partie fluorescente riche en kérogène. D. Zoom sur la partie non fluorescente avec des fragments de bitume entourés en rouge.

Les mêmes observations sont faites dans la matrice argileuse où les zones ayant une fluorescence beaucoup plus prononcée indiquent un enrichissement localisé en matière organique (Figure 155). Dans les lames minces observées des shales de la Vaca Muerta, la vitrinite étant très rare, l'estimation de la température maximum atteinte par l'échantillon n'a pas pu être effectuée localement.

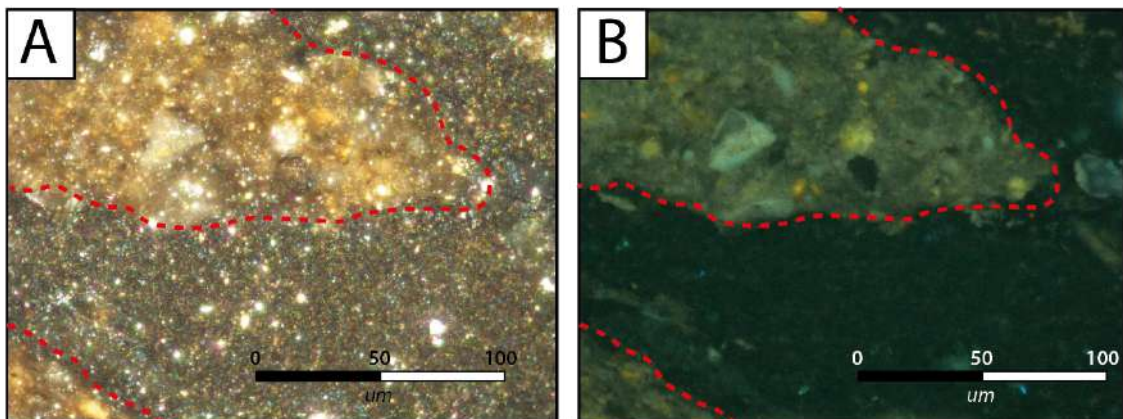


Figure 155: Différenciation des zones riches en kérogène et pauvre en kérogène dans un beef de l'affleurement de Lechuza. A. Analyse en LT. B. Analyses en lumière UV.

## 6. Cendres volcaniques

Après avoir identifié l'importance du rôle des cendres volcaniques sur le contrôle de la distribution des beef de Vaca Muerta dans le [chapitre II](#) et le [chapitre III](#), une étude pétrographique détaillée sur ces cendres a été effectuée. Les observations et discussions ci-dessous ont été faites avec l'aide de Philippine Rutman qui travaille sur ces cendres.

### a. Composition des cendres

Au cours de son dépôt, la formation de la Vaca Muerta a connu de nombreux épisodes volcaniques, marqués par un nombre important de cinérites inter-stratifiées dans les shales ([Capelli et al., 2018](#); [Kietzmann et al., 2016](#); [Rutman et al., 2017](#)). Leur analyse pétrographique a permis d'identifier les actuelles différentes compositions de ces cendres :

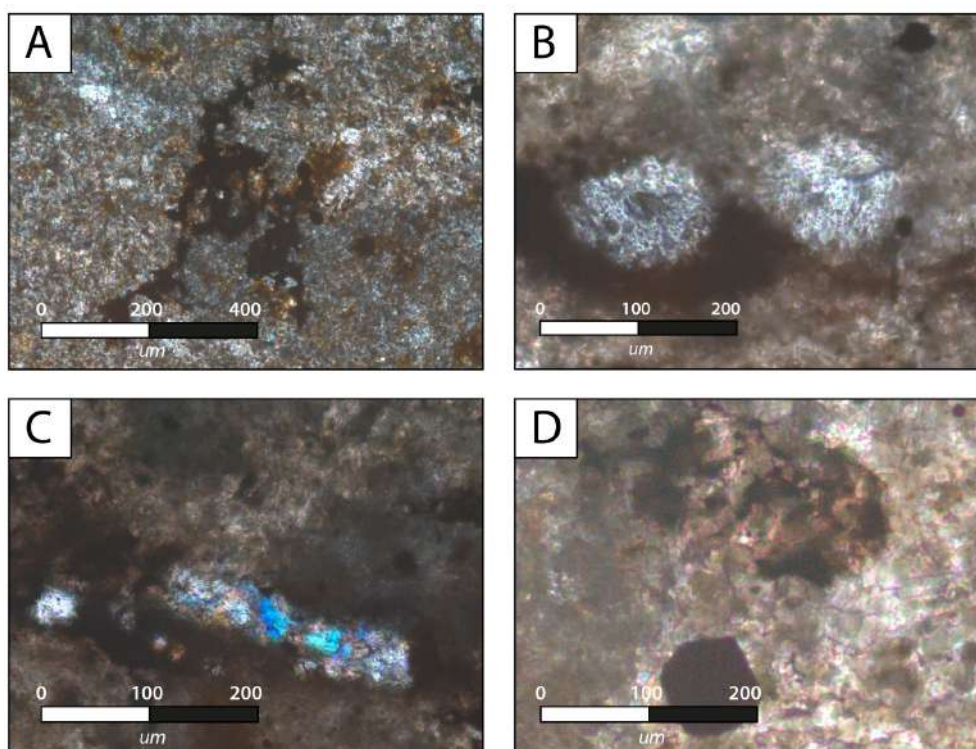


Figure 156 : Observations microscopiques d'une cendres volcaniques de Vaca Muerta, affleurement de Puerta Curaco. A. Tephra volcanique B. Albites calcifiées C. Plagioclases D. Pyrite à la base de l'image et anatase en haut de l'image.

- Une fraction argileuse comprenant un assemblage d'illite et de smectite pouvant provenir de l'atération du verre volcanique étant lui même très instable.
- Une fraction de particules volcaniques appelées téphras (Figure 156 A) et composée de cendres épaisses (diamètre < à 2mm) et fines (diamètre < 60  $\mu\text{m}$ ) identifiées d'après la classification des produits volcano-clastiques de Ficher et al, 1961.

- Une fraction minérale comprenant des albites (Figure 156 B), quelques quartz et plagioclases (diamètres compris entre 100 et 400  $\mu\text{m}$ ) (Figure 156 C), et de rares micas (biotite et muscovite).
- Une fraction oxydée : des pyrites et des anatases (oxydes de titane) (Figure 156 D).
- Une fraction cimentée par des minéraux calcitiques.

### b. Diagenèse des cendres

Les observations pétrographiques indiquent que les cendres ont été fortement altérées. Les différents processus les ayant affectés ont ainsi pu être identifiés : la carbonatation, la pyritisation, l'albitisation et la dévitrification par procédé d'argilisation. En effet une grande partie du verre volcanique a été vitrifié et remplacé par des assemblages argileux. Les feldspaths initialement présents dans les cendres ont été entièrement albitisés au cours de la diagenèse (Figure 156 B), seuls quelques plagioclases sont restés intacts (Figure 156 C). Les oxydes sont suspectés d'avoir été initialement de la magnétite ou de l'ilménite.

### c. Variation des faciès

Dans leurs travaux, Rutman et al. (2017) indiquent que les faciès des cendres volcaniques dans la formation Vaca Muerta varient d'une fraction cimentée dominante à une fraction argileuse dominante. Les faciès les plus cimentés sont poecilitique caractérisés par une carbonatation pouvant aller jusqu'à 75% avec une calcite à texture poe tandis que les faciès les plus argileux possèdent une matrice argileuse pouvant représenter jusqu'à 70% du faciès.

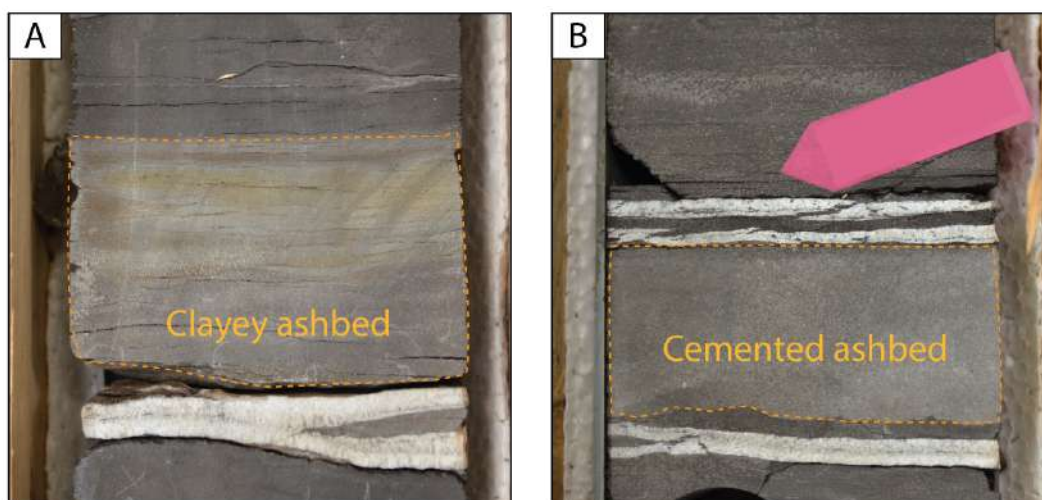


Figure 157: Photos de cendres des carottes sédimentaires du puits E. A. Cendre argileuse comportant un beef à sa base. B. Cendre cimentée comportant un beef à son top et à sa base.



Les faciès les plus cimentés semblent avoir mieux conservé leur morphologie et minéralogie initiales contrairement aux faciès argileux. Ces différences morphologiques peuvent s'expliquer par une texture initialement différente. Les fragments de ponces très vésiculaires augmentent la poro-perméabilité de la cendre, facilitent la cimentation par de la calcite et, de ce fait la préservation de la morphologie du verre. A contrario, les faciès les plus argileux sont à l'origine composés de verres beaucoup moins vascularisés et moins poro-perméables ayant une fraction minéralogique plus importante ([Kaniraj and Gayathri, 2004](#); [Pandian and Balasubramonian, 1999](#)). Ce type de verre implique une précipitation du ciment calcitique plus faible et une altération plus grande, matérialisée par un important processus d'illitisation du verre.

#### *d. Origine des faciès*

Les cendres volcaniques reflètent de très nombreuses éruptions volcaniques au cours du dépôt de la formation de la Vaca Muerta. Deux textures de cendres se succèdent au cours des éruptions volcaniques ([Takahiro et al., 2013](#)), i) dans un premier temps des dépôts de cendres ayant une texture compacte et une forte composante minéralisée (feldspaths, plagioclases) se déposent, puis ii) lors de la deuxième phase de l'éruption le dépôt de cendres comprenant une fraction minérale bien moindre et plus vésicularisée se dépose. Ces dépôts correspondent à deux événements magmatiques différents dans le volcan ce qui explique leur différence de composition. Ainsi, les faciès argileux de Vaca Muerta composés d'une fraction minérale plus importante pourraient correspondre aux cendres compactes de la première texture. Ces cinérites sont plus denses et donc transportées sur une distance moindre. Le faciès cimenté correspond au deuxième épisode d'éruption avec des particules moins denses, donc transportables sur des distances plus grandes. Certaines cendres dans les carottes corroborent cette théorie avec un faciès plus argileux à la base et plus cimenté au sommet. Ces observations ne sont pas systématiques, certaines cendres présentent un faciès homogène.

### **7. Critère pétrographique de la direction croissance d'un beef**

La question sur la direction de croissance des cristaux dans les beef est depuis longtemps sujette à débat. Dans ce paragraphe nous tentons d'apporter une réponse à cette problématique tout en prenant compte tous les arguments présents dans la littérature et en y ajoutant nos observations macro et microscopiques.

#### *a. Rappels sur les croissances cristallines*

Oliver et Bons (2001) affirment qu'une zone médiane est nécessaire comme substrat pour la croissance antitaxiale. Quelques-unes des lignes médianes observées dans nos échantillons se composent de minces cristaux de calcite ou de roche encaissante, probablement utilisés comme grains initiateurs pour la croissance antitaxiale (Bons, 2001a; Bons and Montenari, 2005). Bons et al. (2012) s'appuient sur la symétrie du beef, afin de prouver que la surpression de fluide est à l'origine de l'ouverture de la fracture. De ce fait, les fluides chauds en surpression qui tentaient de s'échapper ont utilisé ces fractures et ont fait précipiter les cristaux fibreux via une croissance antitaxiale.

*b. Arguments de croissance antitaxiale pour les beef de la Vaca Muerta*

Plusieurs auteurs ont décrit l'évidence d'une croissance antitaxiale progressive de la calcite au cours de la phase d'ouverture du beef (Cobbold et al., 2013; Lang et al., 1923; Marshall, 1982; Rodrigues et al., 2009b; Zanella et al., 2015b). De plus, Marshall, (1982) observe la courbure des fibres et la configuration des zones cristallographiques symétriques à la zone médiane et en conclue que seule une croissance antitaxiale peut être à l'origine d'une telle texture en excluant le mécanisme de croissance syntaxiale.

Des empreintes de fossiles d'ammonites présentes des deux côtés d'un beef ont été décrites dans le bassin du Wessex (Lang et al., 1923) et dans le bassin de Neuquén. Dans ce bassin, les auteurs ont retrouvé le fossile de l'ammonite au centre de la veine (Rodrigues et al., 2009b). A l'aide de ces observations ces auteurs démontrent que i) l'ouverture s'est faite perpendiculaire à la stratigraphie et que ii) les empreintes de l'ammonite sur les bords extérieurs indiquent que les veines s'étaient ouvertes de façon antitaxiale et même oblique dans certains cas, conservant ainsi les formes du fossile.

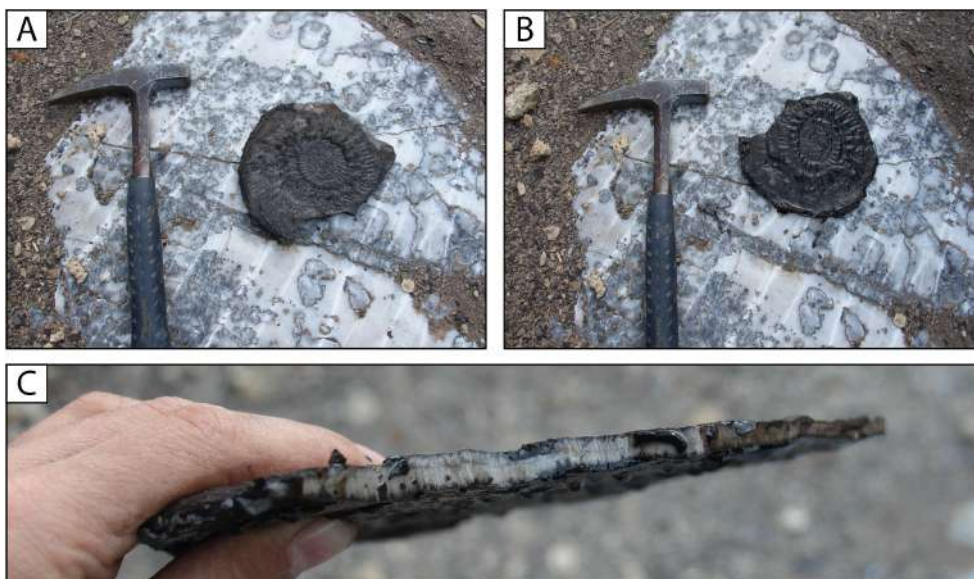


Figure 158: Empreinte de fossile d'ammonite des deux côtés d'un beef de l'affleurement de Lechuza. A. Surface du top du beef B. surface de la base d'un beef C. Vue du beef dans sa section.

Nous avons fait les mêmes observations au cours de nos terrains. L'un de ces beef est représenté avec l'empreinte sur sa partie supérieure Figure 158 A et sur sa partie inférieure Figure 158 B. La tranche du beef caractéristique avec une zone médiane et une calcite fibreuse est illustrée sur la Figure 158 C.

De plus, il est à noter qu'aux vues du diamètre de cette ammonite, son épaisseur de base devait au minimum être de 2 cm. Elle a ensuite été compactée au cours de l'enfouissement, la rendant épaisse de 1 ou 2 mm (observations sur les carottes de cette étude). Cette ammonite a ensuite été reprise comme point de nucléus pour la génération d'une fracture engendrant un beef, et de ce fait réaugmentant l'épaisseur de l'ammonite. Cette observation indique que le beef s'est formé à un stade tardif de l'ensouissement.

### c. Arguments de croissance syntaxiale pour les beef de la Vaca Muerta

Eberli et al. (2017) suggère une croissance syntaxiale des beef, avec des cristaux qui commenceraient à croître des deux côtés des épontes et se rejoindraient au niveau de la zone médiane, tout en piégeant durant cette croissance, des fragments de shales et de matière organique. Ils expliquent ce sens de cristallisation avec les résultats isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^{13}\text{C}$ . Weger et al. (2018) rapportent que la structure cristalline du beef varie beaucoup, ce qui est également corroboré par nos observations synthétisées dans la Figure 150. Dans leurs observations, la plupart des beef de Vaca Muerta présentent les mêmes critères de croissance antitaxiale détaillés par Rodrigues et al. (2009). Néanmoins, ils ont observé que certains beef présentent des compétitions cristallines allant des épontes de la roche encaissante - avec des cristaux fibreux - vers le centre de la fracture - avec des cristaux de type "elongated blocky" - puis avec de l'espace dans la zone centrale. Ils interprètent ces beef comme des « *unfinished beef* », n'ayant pas pu totalement cristalliser après l'ouverture de la fracture. Nous avons observé les mêmes caractéristiques sur la Figure 150 K.

### d. Modèle proposé

L'analyse de la compétition cristalline permet de reconnaître les directions de croissance des cristaux, à savoir des épontes vers le centre de la veine pour les veines syntaxiales et du centre de la veine vers les épontes pour les croissances antitaxiales. Pour plus d'informations sur ce sujet, le lecteur est invité à se référer au [chapitre I partie 1 paragraphe IV.B.2.c](#). La caractéristique distinctive des veines antitaxiales est la présence d'une zone médiane ([Bons and Montenari, 2005](#); [Durney and Ramsay, 1973](#); [Oliver and Bons, 2001](#)). Elle représente le substrat à partir duquel les cristaux du beef se développent dans les deux sens, à mesure que la veine s'élargit. Lorsque les veines syntaxiales ne présentent qu'un seul plan de croissance, les veines antitaxiales en ont donc deux. Ces veines antitaxiales présentent donc habituellement une symétrie dans la **zone médiane**. Bien que les cristaux ne soient pas

forcément symétriques, tous les beef analysés présentent systématiquement une zone médiane (Figure 150).

De plus, des critères **de compétition de croissance cristalline** - partant de la zone médiane et allant vers les épontes - ont été identifiés pétrographiquement sur l'ensemble des beef. Sur la Figure 159, il est clair que les cristaux s'initient au niveau de la zone médiane. A fur et à mesure de leur croissance, leur densité et leur nombre diminuent parallèlement à leur augmentation de taille, atteignant une densité minimale et une taille maximale au niveau des épontes. Cette observation justifie un mécanisme de croissance antitaxiale.

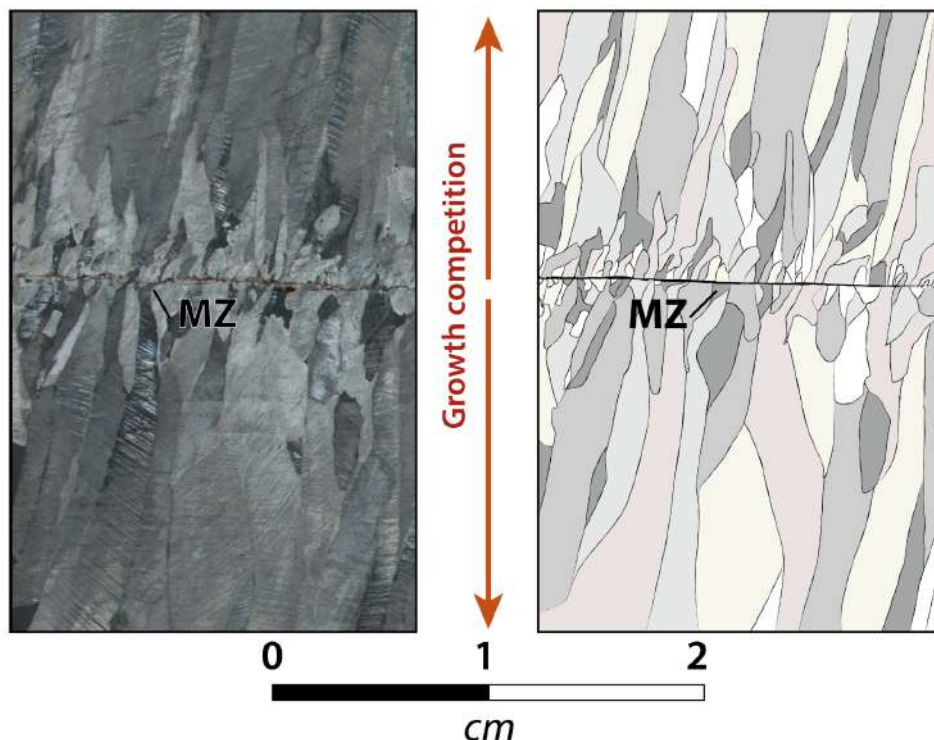


Figure 159 : Compétition cristalline au sein d'un beef. Les cristaux commencent à pousser au niveau de la zone médiane vers les épontes. La densité de cristaux diminue vers les épontes. Observation en LPA.

De plus, les beef présentent des cristaux fibreux avec une continuité optique de la zone médiane aux épontes, sans porosité. Ces caractéristiques sont typiques des veines antitaxiales (Bons and Montenari, 2005). Dans le cas d'une croissance syntaxiale, une porosité entre les cristaux aurait été observée. Cette texture des fibres ainsi que la symétrie à partir de la zone médiane est difficile à associer à un mécanisme de crack-seal qui exigerait la formation de fractures des deux côtés de la zone médiane. Ce mécanisme de crack-seal alternant sur les deux côtés de la zone médiane est insuffisant. En outre, aucune trace d'arrêt et de reprise de la cristallisation n'ont été observées, les beef présentant des fibres régulières et homogènes. Les beef se forment donc au cours d'une **cristallisation continue** avec un **mécanisme de croissance antitaxiale**, la croissance se produisant à l'interface entre la veine et l'éponte.

## 8. Discussion de la caractérisation des veines au microscope optique

Les asymétries d'épaisseur présentes au sein d'une même génération, des deux côtés de la zone médiane, peuvent s'expliquer par des différences de rhéologie. De même que Rodrigues et al., (2009), nous avons observé une déformation des shales au contact des beef, la stratification semblant suivre ces veines et accommoder la déformation. Si la roche encaissante est plus compétente d'un côté que de l'autre du beef, sa croissance cristalline se verra atténuée, et de ce fait les fibres se développeront moins du côté du banc compétent que dans un shale comprenant des argiles plus meubles.

Certaines générations de calcite enregistrent les épisodes de contraintes tectoniques compressives via la déformation des fibres de calcite lors de la genèse des beef. Dans une même zone, que ce soit sur un affleurement ou une carotte sédimentaire, les beef ne présentent pas la même texture. Les générations de calcites, leurs symétries par rapport à la zone médiane, et la déformation des beef est propre à chaque beef. Ces arguments suggèrent que les beef ne se sont pas mis en place à un seul et même moment dans l'histoire du bassin, mais que leur génération s'étend sur une période.

Les fragments de bitume et les paillettes de kérogène observés dans les beef ; les veines transverses et la roche encaissante attestent que leur genèse s'est produite dans un environnement riche en matière organique. De plus la fluorescence de cette matière organique montre un environnement mature, dans la fenêtre à huile.

Les cendres volcaniques interstratifiées de la Vaca Muerta présentent des compositions et des textures différentes des shales. Leur comportement rhéologique en est donc différent, créant ainsi une zone de faiblesse à l'interface entre le shale et la cendre. Cette zone de faiblesse pourra localiser l'initiation des fractures, qui pourront s'étendre facilement le long de ces plans.

Les critères pétrographiques sur les lames minces analysées (zone médiane, compétition cristalline, continuité optique des fibres de calcite et reproductibilité de la morphologie du fossile sur les deux épontes du beef) suggèrent un mécanisme de croissance antitaxiale avec une croissance des fibres continue.



## B. Analyse des calcites en cathodoluminescence

### 1. Introduction à la cathodoluminescence

De nombreux minéraux émettent des radiations, appelées luminescences, lorsqu'ils sont bombardés par une source d'énergie. Les émissions se situent généralement dans le spectre du visible. Cependant, des émissions d'ultraviolets (UV) et d'infrarouges (IR) peuvent également se produire ([Marshall, 1988](#)). Le bombardement des électrons à haute énergie produit de la cathodoluminescence qui est aussi communément appelée par son diminutif CL ([Pagel et al., 2000](#)). La cathodoluminescence se réfère à l'émission d'une caractéristique visible (et UV) par un échantillon de roche en lame mince sous bombardement d'électrons avec une cathode générant des électrons.

Dans les carbonates, les ions  $Mn^{2+}$  (potentiel redox : 1,21) et  $Fe^{2+}$  (potentiel redox : 0,77) vont se substituer aux ions  $Ca^{+}$  à différents stades de réduction du milieu. D'abord, les ions  $MnO_4^-$  vont se réduire en  $Mn^{2+}$ , puis dans un milieu réducteur plus avancé le  $Fe^{3+}$  va se réduire en  $Fe^{2+}$ . La réduction est facteur de i) l'enfouissement et ii) de la matière organique environnante qui sert de réducteur, elle va réduire les ions oxydés, une partie de cette matière organique donnera du  $CO_2$ .

Les caractéristiques de cathodoluminescence de la calcite sont résumées dans le Tableau 12. Dans la calcite, les couleurs de luminescence les plus communes varient du jaune orangé à un orange plus franc et sont fonction de sa concentration en ion  $Mn^{2+}$  et  $Fe^{2+}$  ([Habermann et al., 2000](#); [Marshall, 1988](#); [Richter et al., 2003](#)). Plus l'intensité de la luminescence sera forte plus la calcite sera riche en ion  $Mn^{2+}$  a un stade réducteur précoce et plus l'intensité de la luminescence sera faible plus la calcite sera dans un milieu réducteur avancé et donc enrichi en  $Fe^{2+}$ . Il est plus rare d'observer des couleurs de luminescence allant du bleu au vert, pouvant être liés à i) des défauts intrinsèques (structuraux) ou à ii) la concentration en certaines terres rares comme le  $Sm^{3+}$ , le  $Dy^{3+}$  et le  $Tb^{3+}$  ([Habermann et al., 1996](#); [Machel, 2000](#)). Les ions précédemment cités ont des effets dits d'« activateur » de la luminescence pour la calcite. Dans le cas inverse, les ions  $Fe^{2+}$ , puis dans de moindres mesures les ions  $Co^{2+}$  et  $Ni^{2+}$ , ont un effet d'« inhibiteur » pour la calcite, qui va entraîner une diminution de l'intensité de la luminescence ([Machel and Burton, 1991](#); [Tarashchan and Waychunas, 1995](#)).

Ainsi, si les fluides ayant des concentrations différentes en ions cités ci-dessus cristallisent dans un même beef, nous devrions observer des variations de couleurs dans les cristaux de calcite ([Boggs and Krinsley, 2006](#)). Ces variations seront des marqueurs de l'état redox du milieu dans lequel les beef ont cristallisés à condition que les fluides contiennent ces éléments.

Tableau 12: Position des pics des spectres en CL et couleurs de la luminescence pour le minéral de calcite. Modifié après Boggs & Krinsley, (2006), complété avec les données de Pagel et al, (2000).

Mineral	Wavelength (nm)	Activator ion(s)	CL colors	References
	590, (605-620)	Mn <sup>2+</sup>	Orange-yellow, yellow-orange, orange, violet (?)	Marshall (1988) Habermann et al. (2000) Richter et al. (2003)
<b>Calcite</b>	500, 545, 580, 600, 650, 680, 710, 760	REE (Particularly Sm <sup>3+</sup> , Dy <sup>3+</sup> , Tb <sup>3+</sup> , Eu <sup>2+</sup> and Eu <sup>3+</sup> )	Sm <sup>3+</sup> -activated CL may be same as Mn <sup>2+</sup> -activated CL Tb <sup>3+</sup> Eu <sup>2+</sup> and Eu <sup>3+</sup> activates green CL and Dy <sup>3+</sup> activates cream-white CL	Mason and Mariano (1990) Machel et al. (1991) Habermann et al. (1996) Machel (2000) Pagel et al. (2000)

## 2. Méthodologie

L'objectif de cette méthode est d'effectuer un premier travail d'identification afin de savoir si les fluides parents ont une composition homogène ou différente dans i) les veines blocky par rapport aux beef, ii) d'un beef à l'autre, iii) d'une génération de calcite à l'autre et iv) au sein d'une même génération de calcite.

Une sélection de grandes lames minces (40x65 mm) non couvertes et polies au 3 µm de veines de calcite comprenant des beef et des veines blocky a été sélectionnée pour des analyses en cathodoluminescence. L'appareil utilisé est une cathodyne NEWTEC Scientific couplé à un microscope NIKON Eclipse 80i. Le logiciel de pilotage est le NIS-element BR 3.2.

## 3. Observations et discussion

La Figure 160 A illustre un beef recoupé par un autre beef. La faible luminescence du beef recoupant indique que ce dernier n'a pas la même composition et semble être plus riche en fer... Cela nous informe sur une cristallisation dans un milieu plus réducteur et donc potentiellement à une diagénèse plus avancée que le premier beef, recoupé.

Majoritairement les fibres des beef au sein d'une même génération ne semblent pas avoir de changement de luminescence. Néanmoins, lorsque le ratio largeur/longueur du cristal est relativement faible et donne une morphologie cristalline dite « elongated blocky » ([Bons and Jessell, 1997](#); [Bons and Montenari, 2005](#)) l'intensité de luminescence d'un cristal à l'autre change (Figure 160 B), traduisant, localement, une légère variation de composition des ions listés ci-dessus.

Les principaux résultats montrent qu'au sein d'une même génération de calcite très peu de variations de luminescence sont observées. La teinte est souvent jaune-orange vive, et cela de manière uniforme. Pour les beef comportant plusieurs générations, le plus souvent

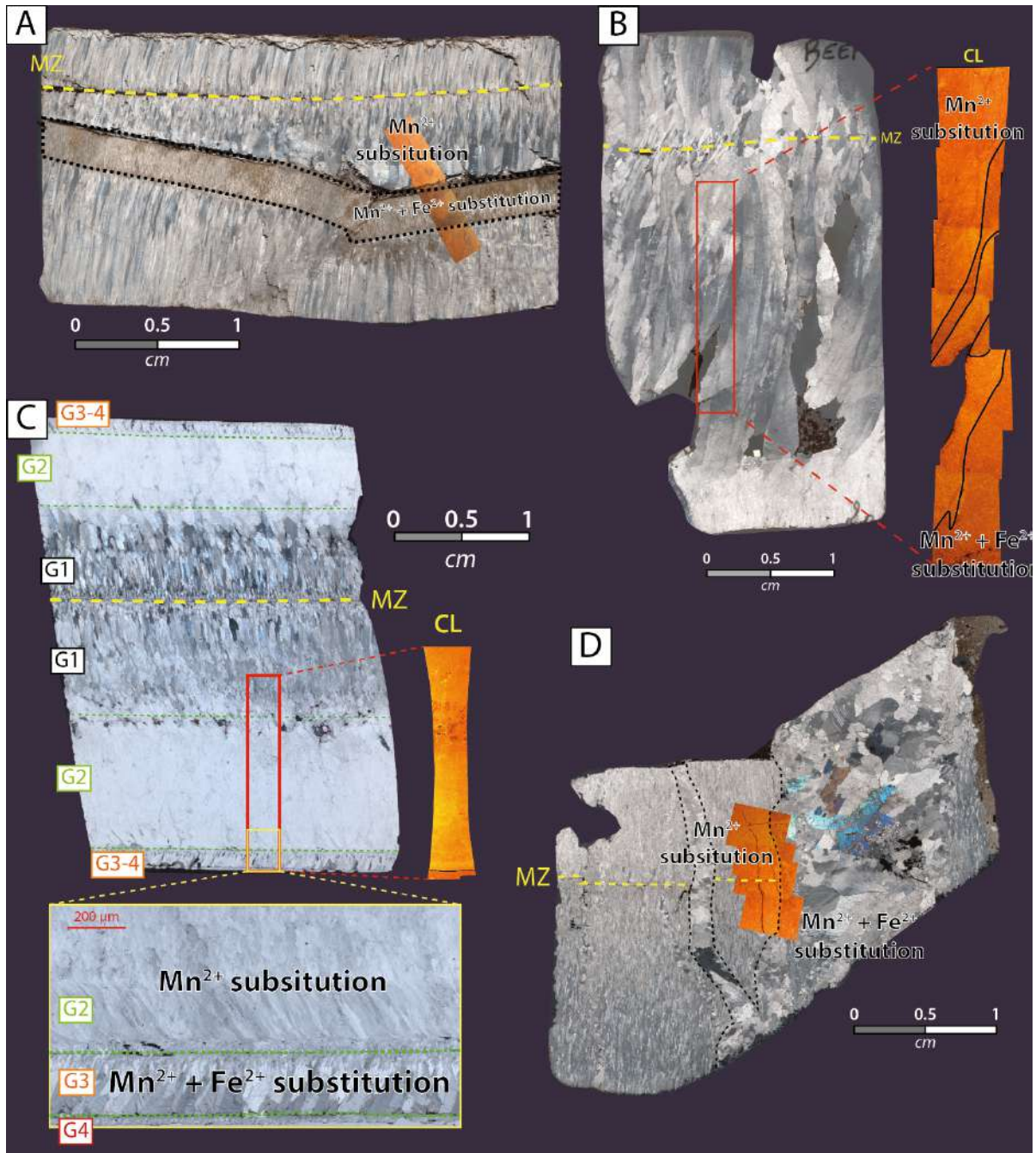


Figure 160 : Analyses à la cathodoluminescence. A. Analyse CL dans un beef qui recoupe un autre beef, affleurement de Huncal B. Analyse CL dans les cristaux de beef, affleurement de Puerta Curaco C. Analyses CL dans différentes générations de calcite d'un beef, affleurement de Puerta Curaco C. Analyse CL d'une veine transverse à texture blocky de l'échantillon Secant-Lech1 recoupant un beef, affleurement de Lechuza.

la teinte ne varie pas. Pour autant, certaines générations de beef montrent une diminution de l'intensité de luminescence, illustrant un enrichissement en  $\text{Fe}^{2+}$  du fluide parent dans les générations les plus récentes (Figure 160 C). Cela impliquerait un environnement plus réducteur, une diminution de la température (Mason, 1994; Mason and Mariano, 1990) ou une chute du taux de précipitation de calcite. Cette dernière hypothèse est écartée car il apparaît sur le zoom de la Figure 160 C que les ratios largeur/longueur (Bons et al., 2012) des cristaux de la génération 2 et de la génération 3 sont les mêmes.

Sur le terrain, certains beef sont recoupés par des veines de calcite transverses à texture blocky sub-verticales et associées aux pulses compressifs du Tertiaire ([Branellec et al., 2016](#); [Fall and Ukar, 2016](#); [Ukar et al., 2017b](#)). Ces veines décalent les beef indiquant qu'elles leur sont postérieures. L'étude en cathodoluminescence de la Figure 160 D indique que la composition du fluide parent plus tardif ayant alimenté les veines blocky est plus riche en fer, comparé au beef recoupé qui est plus riche en manganèse. Ces observations suggèrent un milieu plus réducteur et donc un fluide avec une diagénèse plus tardive. Ces résultats vont dans le même sens que l'interprétation structurale visant à dire que la mise en place des beef est un événement antérieur et distinct de celui de la veine transverse.

#### 4. Synthèse cathodoluminescence

La luminescence dans la calcite n'est majoritairement fonction que de la concentration en ions  $Mn^{2+}$  et  $Fe^{2+}$  et minoritairement en ions  $Fe^{3+}$ ,  $Sm^{3+}$ ,  $Dy^{3+}$ ,  $Tb^{3+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Eu^{2+}$ ,  $Eu^{3+}$  et  $Ni^{2+}$ . L'étude des ciments calcitiques des beef et des veines transverses par cathodoluminescence donne un premier ordre d'idée des variations de compositions du fluide parent ainsi que de la température de mise en place. Néanmoins, la cathodoluminescence n'est pas fonction de l'ensemble des éléments composants la calcite. C'est pour cela que dans la suite de ce chapitre nous analyserons i) l'ensemble des éléments majeurs, traces et terres rares dans le but de mieux contraindre la composition des ciments et de voir si les variations de concentration en fer et manganèse sont cohérentes avec les données de luminescence, et ii) si les températures sont elles aussi cohérentes, à l'aide de l'étude des inclusions fluide et de clumped isotopes du  $\Delta 47$ .

## C. Analyse par microscopie électronique à balayage

### 1. Introduction à microscopie électronique à balayage

La microscopie électronique à balayage (MEB) est une technique de microscopie capable de produire des images en haute résolution de la surface d'un échantillon en utilisant le principe des interactions électrons-matières.

Un faisceau d'électrons va balayer la surface de l'échantillon à analyser et, en réponse, réémettra certaines particules ([Knoll et al., 1935](#); [Von Ardenne, 1938](#)). Ces particules sont analysées par différents détecteurs qui permettent de reconstruire une image en trois dimensions de la surface de l'échantillon. Trois outils seront utilisés au cours de nos analyses.

- 1- L'imagerie secondaire, *secondary electron imaging (SEI)*, sensible à la topographie de l'échantillon, permet d'obtenir une image haute résolution de la surface de l'échantillon et donc d'étudier les relations texturales entre les différentes phases minérales. L'électron secondaire est émis lorsque le faisceau primaire relâche une partie de son énergie lors du choc avec d'autres électrons. La profondeur de détection dépendra alors de l'énergie de rayonnement choisi.
- 2- L'imagerie par électrons rétrodiffusés, *back-scattered electrons (BSE)*, va refléter la nature chimique de la surface de l'échantillon analysé. Les électrons rétrodiffusés vont refléter la masse molaire moyenne des éléments chimiques. Plus l'élément sera lourd, plus la couleur de l'image se rapprochera du blanc et inversement.
- 3- La cartographie permet de générer des cartes d'éléments détectés sur l'image. Ainsi il est possible de superposer ces différentes cartes afin de créer des cartes complètes de l'ensemble des éléments présents dans la roche observée. Ces cartes sont appelées image de Spectroscopie à rayons X à dispersion d'énergie (EDX). Il est aussi possible de faire des mesures ponctuelles sur l'échantillon dans un champ défini ou sur un point particulier. Les cartographies seront couplées aux images SEI.

### 2. Méthodologie

Après l'analyse pétrographique et la cathodoluminescence, un set de lames minces et de cassures fraîches d'échantillons a été sélectionné afin d'observer au MEB leurs caractéristiques morphologiques ainsi que leurs compositions. Tous les échantillons ont été métallisés à l'or pour éviter l'accumulation de charge en surface de l'échantillon. Chaque zone



étudiée dans l'échantillon a d'abord été prise en image BSE puis cartographiée en image EDS avec des points de contrôles matérialisés par des spectres dans chaque famille minérale observée.

Pour cette étude, deux MEB ont été utilisés. Les beef et les veines transverses ont été analysés à l'institut des Molécules et des Matériaux du Mans (IMMM) avec le MEB JEOL JSM 6510 LV avec 20Kv d'accélération de voltage, une distance de travail de 10 mm et en utilisant le mode de détection d'électrons secondaires, rétrodiffusés et rayons X.

Les shales, sous forme de plots carrés d'arête de 12 mm, ont été analysés au sein du centre de recherche scientifique et technique Jean Feger (CSTJF) de Total S.A. avec le SEM-FEG Quanta 650 de chez FEI, équipé de deux spectromètres EDS (dispersion d'énergie) XFlash 5030 133eV de chez Bruker. L'acquisition des cartographies minéralogiques a été accomplie via le SEM-FEG Quanta 650, pilotage et automatisation sur le logiciel MAPS (Thermofisher). La résolution des images EDS est de 1µm et celle des images EDS est de 100 nm. Les échantillons de shales ont été induits dans la résine puis polis à l'ion milling.

### 3. Observations et discussion

#### a. Beef et veines transverses

Dans les beef, il est très fréquent d'observer des shales et du bitume piégés au niveau de la zone médiane. De manière un peu plus rare, ils peuvent aussi être piégés dans les cristaux de calcite. La Figure 161 A illustre l'exemple de bitume et shales - de couleur opaque - et indissociables en LPA. L'imagerie BSE montrent que la zone opaque contient deux composants distincts (Figure 161 B) et la cartographie en imagerie EDS permet de connaître leur composition (Figure 161 C), à savoir une partie bitumineuse et une autre remplie de shales.

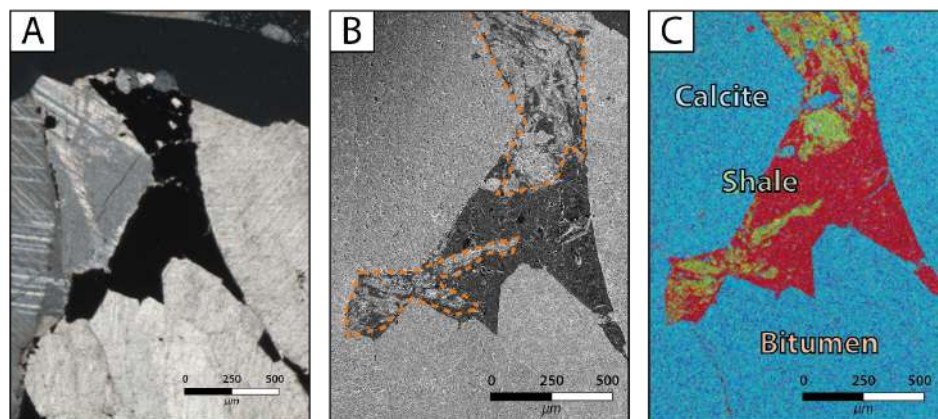


Figure 161: Bitume et shales piégés dans des cristaux de calcite. A. Analyse au microscope en LPNA B. analyse en imagerie BSE au MEB C. Imagerie



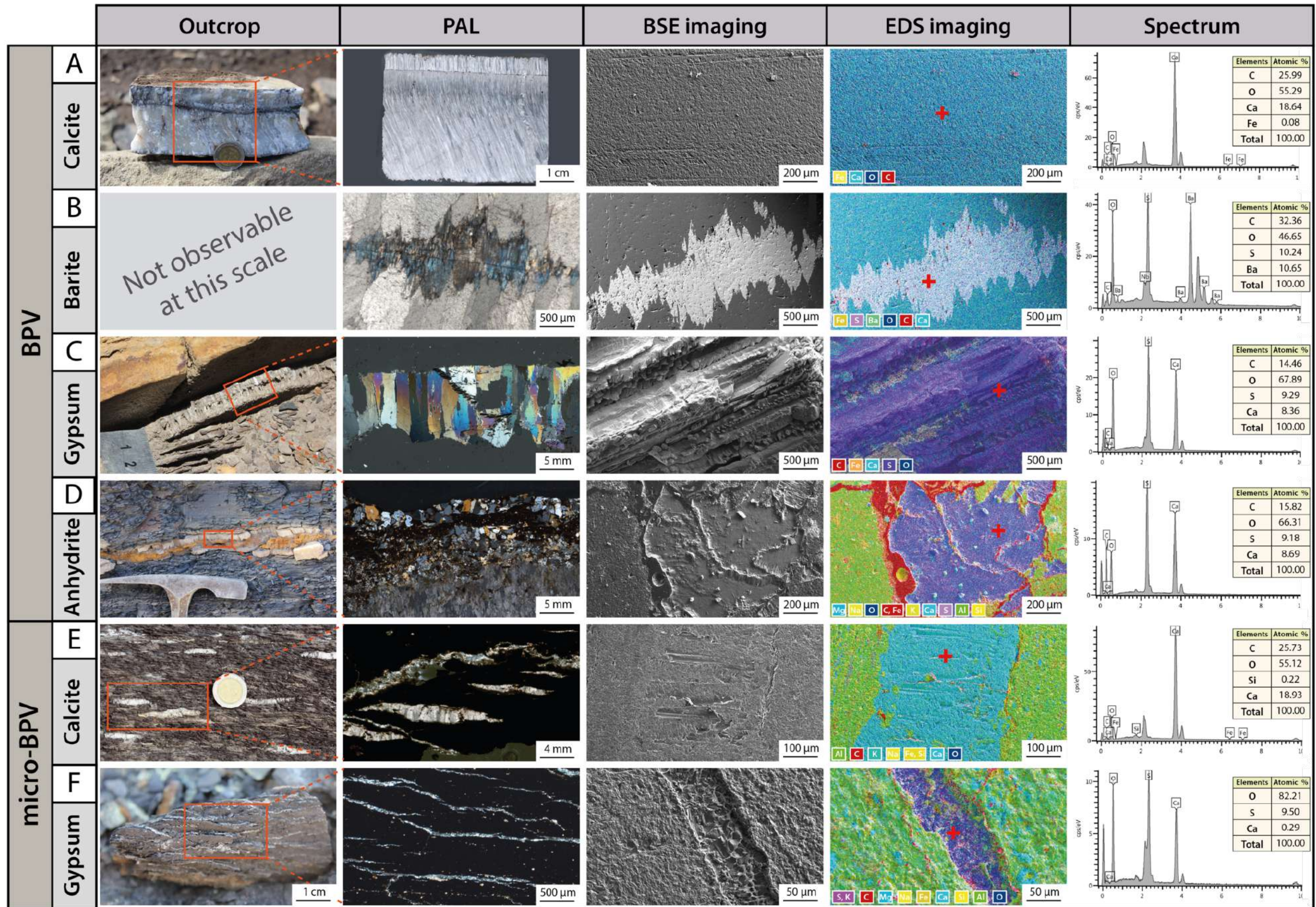


Figure 162: Analyses microscopique de la composition des beef de Vaca Muerta. A. Beef de calcite. B. Beef de calcite avec cristaux de baritine au niveau de la zone médiane. C. Beef de gypse D. Beef d'anhydrite. E. Micro-beef de calcite. F. Micro-beef de gypse.





Comme déjà détaillé dans le [chapitre III](#), l'étude au MEB a permis de mettre en évidence la complexité de la composition minéralogique des beef. En effet, ils ne se composent pas tous uniquement de calcite, mais peuvent aussi contenir jusqu'à 5% de barytine piégée dans les fibres de calcite. En outre, des beef composés uniquement de gypse et plus rarement d'anhydrite ont été observés (Figure 162).

#### b. Roche encaissante

Dans le but de savoir si la circulation de fluides à travers ces fractures (beef et veines transverses) avait un impact sur la minéralogie de la roche encaissante, 4 échantillons de shales encaissants ont été analysés. Ils se situent à 1 cm et 15 cm du top, et à 1 cm et 15 cm à la base du beef, respectivement appelés « Shale-Hun+1 ; Shale-Hun+15 ; Shale-Hun-1 et Shale-Hun-15 » (Figure 163).

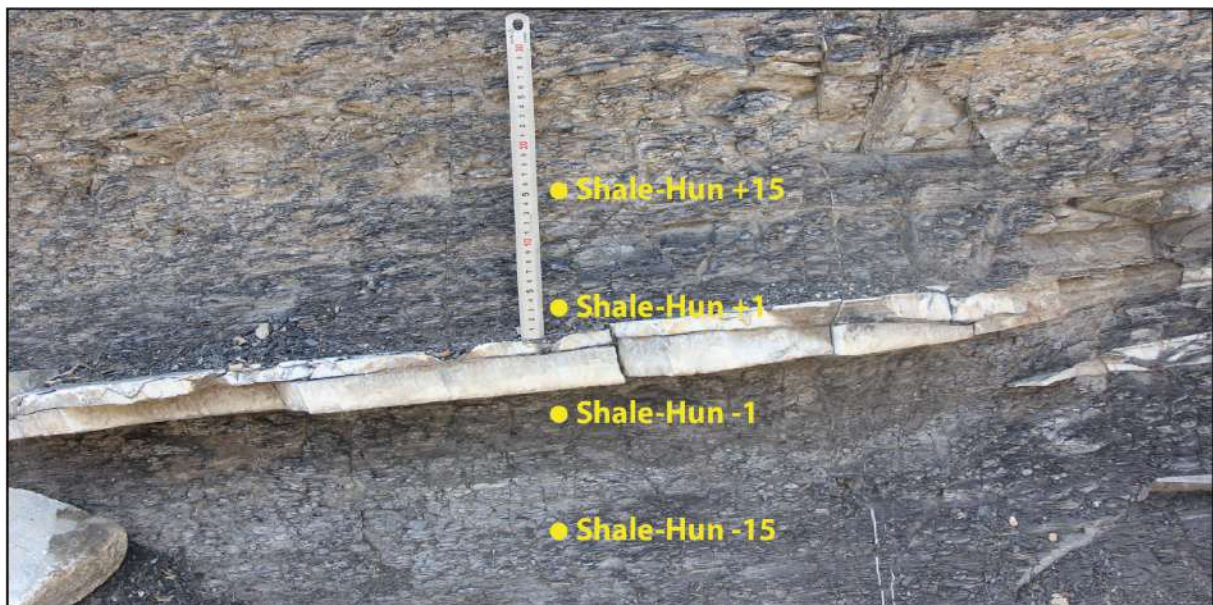


Figure 163: Localisation des échantillons de shales Shale-Hun+1, Shale-Hun+15, Shale-Hun-1 et Shale-Hun-15 analysés au MEB provenant de l'affleurement de Huncal.

La Figure 164 illustre la minéralogie des 4 shales étudiés avec i) les diagrammes de distribution minéralogique, ii) la cartographie en image EDS et iii) les zooms avec la superposition de l'images EDS sur l'image BSE. Ces cartographies montrent que sur un intervalle de 15 cm aucune variation minéralogique claire n'est observée. L'échantillon Shale-Hun-1 peut attirer l'attention du fait de sa forte teneur en calcite, comparé aux trois autres échantillons. Cet échantillon était en contact avec une zone à microbeef ayant généré un important apport en calcite. Si le beef générerait des apports en calcite ou se mettait en place dans une zone riche en calcite, dans le premier centimètre des shales encaissant, un enrichissement similaire aurait été observé sur Shale-Hun+1.

Les zooms des images EDS + BSE illustrent toute la complexité des shales de Vaca Muerta. De plus, la tailles des grains minéralogiques ainsi que des débris bioclastiques indiquent que leur étude doit se faire à une échelle pluri nanométrique. Des cristaux de gypse sont observés en très faible quantité (<0,1%) dans les quatre échantillons sauf dans le zoom de Shale-Hun+1 où il représente 2,52% de la minéralogie. Les argiles (50% ; illites-smectites) constituent le composant majeur tandis que le quartz (20%) et l'albite sont d'importances secondaires dans la composition de ces shales. Excepté pour Shale-Hun-1 qui contient des microfief et de ce fait a une teneur plus importante en calcite, les échantillons contiennent des teneurs en calcite de 7%. Dans une moindre mesure, les sulfures présentent des quantités de 3% et de dolomie de 3%. Les autres minéraux tels que le gypse, le zircon et la magnétite comportent des proportions inférieures à 0,5% (les valeurs en sont en en % massique, voire les figures dans les annexes pour plus de données ; Figure 213, Figure 214, Figure 215, Figure 216 et Figure 217).

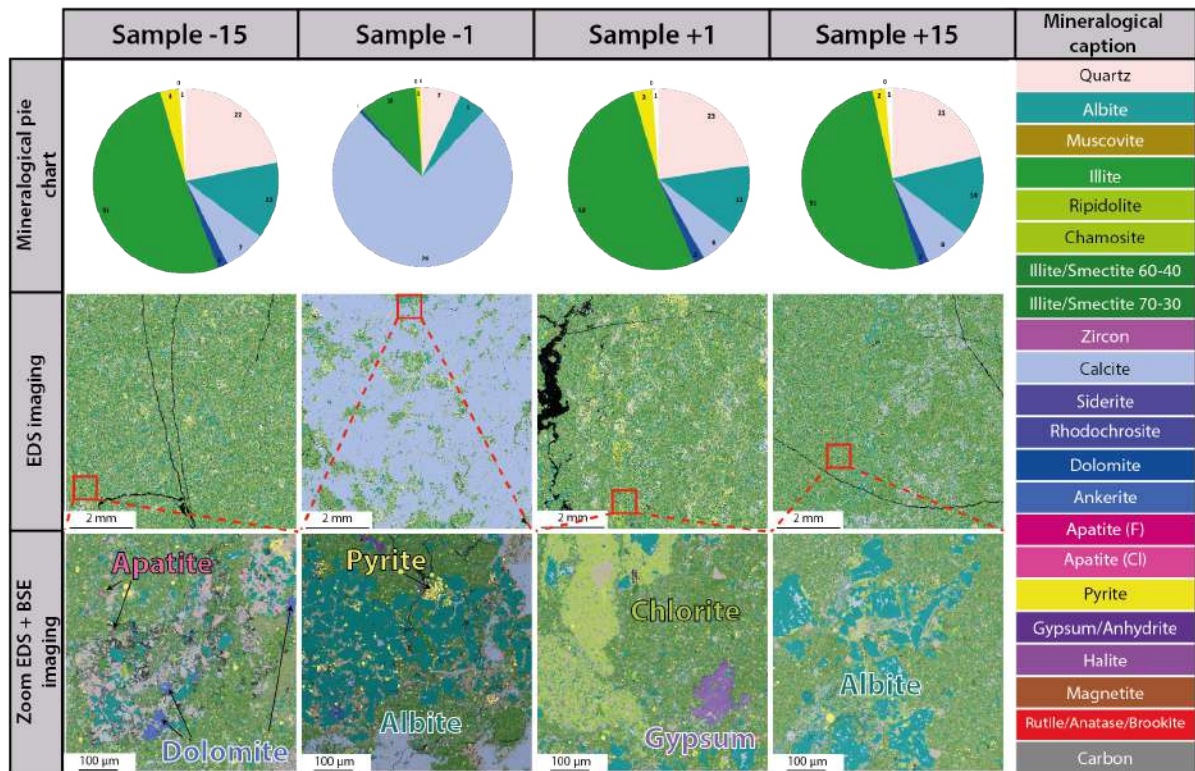


Figure 164: Tableau illustrant, les compositions minéralogiques massique, les cartographies des minéraux sur les images ESD et les zooms EDS + BSE des quatre échantillons de shales sectionnés.

### c. Microfaciès

Les observations MEB à haute résolution permettent d'identifier quelques microfaciès présents dans les shales de Vaca Muerta. La Figure 165 illustre ces observations en imagerie BSE. Des points de mesures élémentaires sur les différents minéraux ont été faits et sont matérialisés par des numéros avec leurs spectres associés.



Les radiolaires représentent une importante part de particules planctoniques des shales de Vaca Muerta (Vennari and Pujana, 2017), mais la plupart d'entre eux ne sont que très peu préservés. Ils sont remplacés de manière irrégulière et incomplète par du quartz diagénétique (caractérisé par des formes anguleuses : macro quartz), des argiles diagénétiques (principalement de la chlorite), de la calcite et de la matière organique (Figure 165 A à D). La chlorite et les quartz sont sous forme de grains d'origine diagénétiques tandis que la calcite et la matière organique sont d'origine peuvent être dépositionnelle ou diagénétiques. Des grains d'apatite automorphes observés dans la matrice peuvent être d'origine i) détritique - mais les grains ne présentent pas de texture émoussées -, ii) volcanique - mais aucun grain n'a été observé dans les cendres - ou iii) néoformée et provenir d'un fluide hydrothermal phosphaté enrichi en terre rare (Figure 165 E). Une importante quantité de pyrite framboïdale avec des pores inter-cristallins remplis de matière organique est illustrée Figure 165 F, le milieu réducteur va favoriser la croissance de ces pyrites, leur morphologie traduisant une diagénèse précoce. De la pyrite, dont les zones extérieures oxydées traduisent des phénomènes d'oxydation tardifs lors de l'exhumation est visible en Figure 165 G. La Figure 165 D illustre des débris de coccolites, correspondant aux facies intra basinaux les plus abondants.

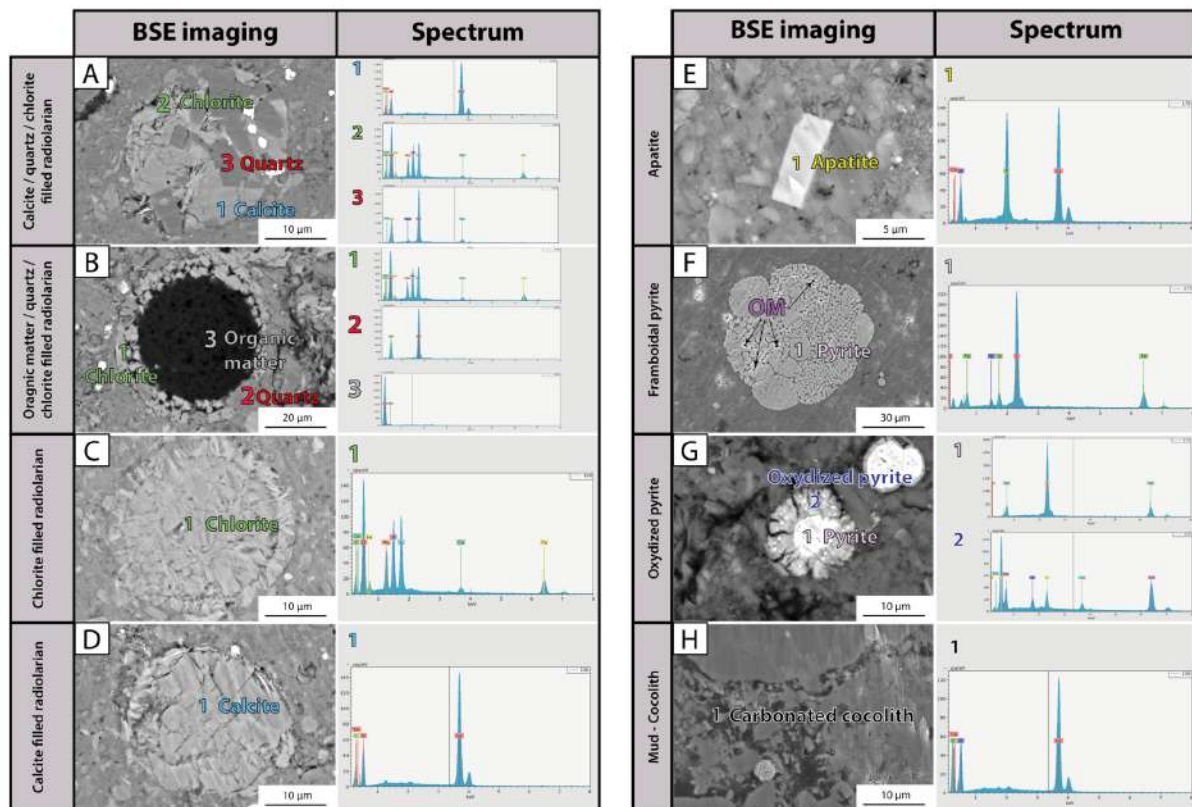


Figure 165: Imagerie BSE et spectre élémentaire des microfaciés associés dans les shales de Vaca Muerta. A. Radiolaire siliceux remplacé partiellement par de la calcite, de la chlorite et du quartz diagénétique montrant de formes anguleuses. B. Radiolaire siliceux remplacés par de la matière organique sur la partie interne et de la chlorite sur la partie externe. C. Radiolaire siliceux intégralement remplacé par des argiles (chlorite). D. Radiolaire siliceux remplacé par de la calcite. E. Grain d'apatite néoformés. F. Pyrite framboïdale avec des pores remplis de matière organique. G. Pyrite avec couronne extérieure oxydée. H. Boue de fragments de coccolites.

#### 4. Synthèse MEB

Les analyses MEB ont permis de mettre en évidence les différentes compositions minéralogiques de beef de Vaca Muerta. Pour la plupart des cas, les beef sont composés uniquement de calcite. En outre, certains contiennent quelques cristaux de barytine, pouvant provenir des shales - illustrant un système fermé - ou de fluides externes enrichis en Ba ayant circulés dans un système ouvert. Pour ce qui est des beef de gypse, très présents notamment à l’affleurement de Puerta Curaco, les compositions minéralogiques des shales encaissants présentent des teneurs en gypse inférieures à 0,05%. Cette teneur semble trop faible pour alimenter les 157 beef de gypse levés sur le log de Puerta Curaco ([chapitre III](#)), dont les épaisseurs sont pluri-millimétriques à pluri-centimétriques sont présentes sur une colonne sédimentaire de 500 m. L’apport en gypse pourrait provenir de la formation évaporitique de l’Auquilco située sous les grès fluviatiles du Tordillo. Pour s’assurer de la véracité de cette hypothèse nous conseillons de faire des analyses du  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sur les beef de gypse ainsi que les évaporites de l’Auquilco afin de déterminer si le fluide parent est le même. Les beef d’anhydrite sont beaucoup plus rares, et ont été observés uniquement sur l’affleurement de Huncal, où par ailleurs, aucun beef de gypse n’a été observé. Nous proposons donc que les sills magmatiques intrudés au Miocène ont réchauffé localement la roche encaissante ([Spacapan et al., 2018](#); [Zanella et al., 2015b](#)) et ont déshydraté le gypse permettant la mise en place des beef d’anhydrite.

La composition des shales sur un espacement de 15 cm de part et de d’autre d’un beef ne semble pas varier outre mesure. Ces résultats impliquent que l’espacement choisi est i) trop petit, ii) trop grand ou iii) que la mise en place d’un beef n’a aucun impact sur la minéralogie de la roche encaissante. Les shales qui contenaient, au moment du dépôt, des débris biogéniques carbonatés et siliceux abondants (bioclastes, radiolaires, coccolites etc..) présentent des cimentations calcitiques et quartziques qui augmentent la rigidité de la roche, et ce fait retardant la diminution de porosité lors de la compaction ([Milliken and Day-Stirrat, 2013](#); [Milliken et al., 2016](#)). Le deuxième événement diagénétique notable est le remplacement de la silice des radiolaires par de la calcite, des quartz diagénétiques, de la chlorite et de la matière organique. Les observations pétrographiques suggèrent que les silicates, les carbonates et la matière organique participent à un ensemble complexe de réactions ([Milliken et al., 2019](#)).

La source de carbonates alimentant la calcite des beef, mis en place au cours de la diagenèse, pourrait provenir de ces débris biogéniques carbonés. La porosité étant en partie conservée, les fluides enrichis en carbonates utiliseraient cette voie de migration pour remplacer la silice dans les radiolaires et précipiter de la calcite dans les beef.

## D. Cartographie minéralogique

### 1. Introduction au QEMSCAN

Le Quantitative Evaluation of Mineral by Scanning Electron Microscopy (QEMSCAN) est un système de micro-analyse entièrement automatisé qui permet l'analyse chimique quantitative des minéraux à travers des cartographies de ceux-ci (analyse des rayons X) et d'images minérales à haute résolution (BSE). Ces deux acquisitions seront couplées avec une cartographie minéralogique afin de donner une image en haute résolution. Les premières applications de la technologie QEMSCAN étaient principalement pour l'industrie minérale et pour l'application aux problèmes géothermiques. Dans le domaine pétrolier, l'utilité du QEMSCAN s'applique principalement pour la caractérisation des réservoirs, la pétrophysique et la sédimentologie.

### 2. Méthodologie

Le QEMSCAN 650F basé au centre scientifique et technique Jean Feger de Total S.A. a été utilisé pour cette étude. Un total de 4 lames minces de beef ont été sélectionnés pour leur variété minéralogique. Excepté le beef 67, ils proviennent tous du même affleurement, Huncal. En parallèle ils ont été analysés au microscope optique, au MEB ainsi qu'en cathodoluminescence. Leur utilisation en conjonction avec les données QEMSCAN est nécessaire pour consolider les informations optiques, BSE et EDS des minéraux. Une résolution d'échantillonnage de 10  $\mu\text{m}$  est suffisante pour obtenir une composition minéralogique détaillée de beef. Les acquisitions ont été effectuées par Valérie Mazière (Total S.A.), et les interprétations minéralogiques ont ensuite été discutées et validées avec l'aide de Jean-Michel Kluska (Total S.A.) et Bernard Labeyrie (Total S.A.).

### 3. Observations et discussion

#### *a. Beef d'anhydrite*

La cartographie QEMSCAN de la Figure 166 met en évidence deux beef avec des compositions distinctes. L'un d'eux présente une composition minéralogique de calcite et l'autre d'anhydrite, comme précédemment observé dans la Figure 162 D. Les cristaux "elongated blocky" du beef anhydritique, comparés aux cristaux fibreux du beef de calcite, indiquent une vitesse de cristallisation plus faible que l'ouverture de la fracture. De plus, le beef d'anhydrite semble recouper le beef de calcite sur la gauche des images LPA et LPNA de la Figure 166, indiquant que celui-ci y est postérieur. Par ailleurs, de nombreux fragments de shales sont piégés dans le beef d'anhydrite.

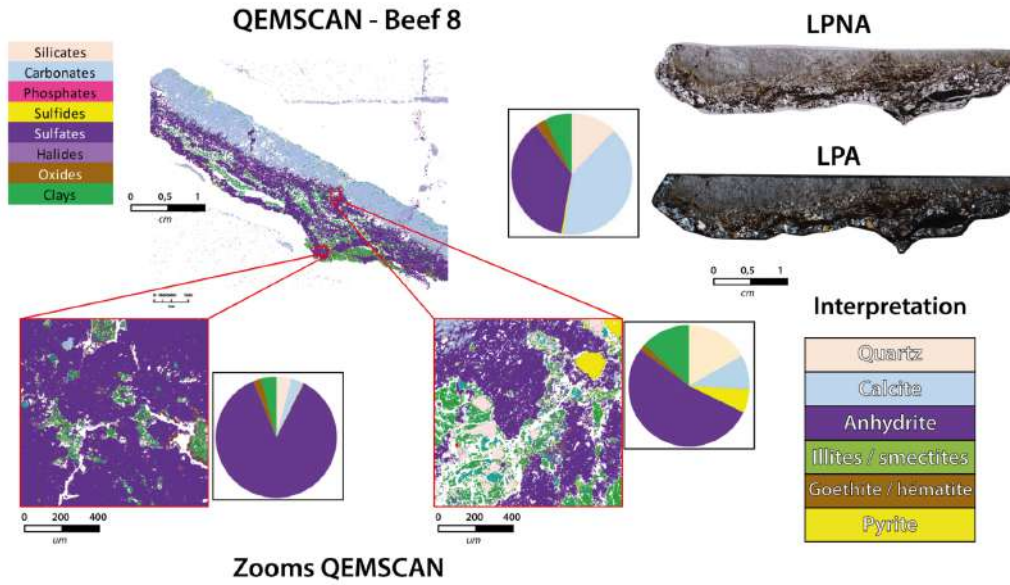


Figure 166: Cartographie QEMSCAN de l'échantillon beef 8 représentant un beef d'anhydrite et d'un beef de calcite avec leur images LPA et LPNA associées.

b. Beef de gypse

La cartographie QEMSCAN de l'échantillon beef 64 illustré sur la Figure 167 illustre un assemblage de beef de gypse se rejoignant par un réseau de veines transverses recoupant perpendiculairement la stratigraphie des shales encaissants. Ces beef de gypse se situent dans des shales très riches en oxydes, (goethite et hématite). Les shales de la matrice présentent une forte composante de ciment calcitique avec des teneurs proches des 50% massique de calcite contre les 7% observés sur les cartographies.

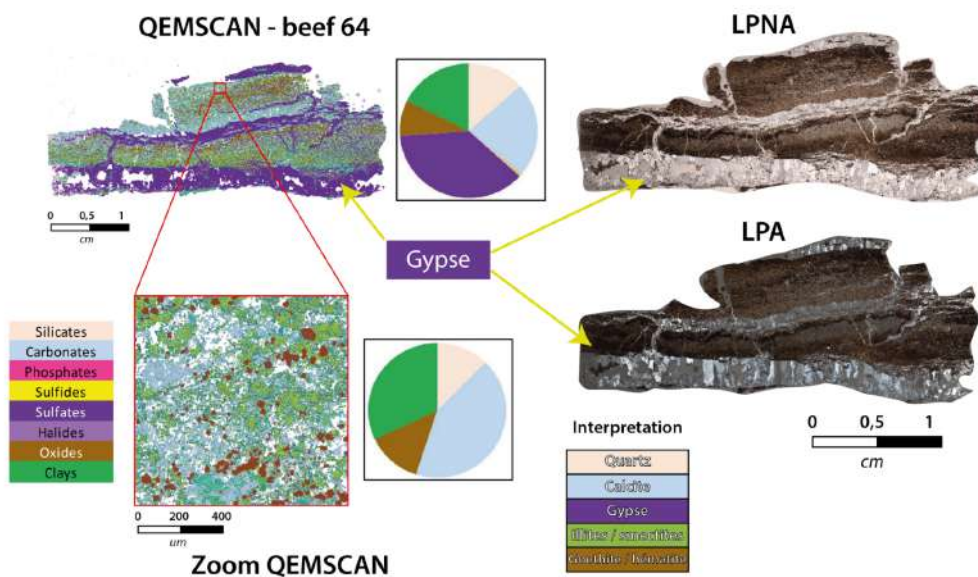


Figure 167 : Cartographie QEMSCAN de l'échantillon beef 64 représentant plusieurs beef de gypse dans des shales enrichi en goethite / hématite.



c. Beef avec une cendre volcanique

La cartographie QEMSCAN de l'échantillon beef 67 sur la Figure 168 illustre un litage minéralogique au sein d'une cendre volcanique cimentée avec des niveaux de ciment calcitique plus importants, des niveaux plus riches en smectite et en illite, et des niveaux plus riches en pyrite traduisant des zones potentiellement plus riches en matière organique. Cette zone enrichie en matière organique, se situe proche des épontes du beef. Le carbone n'est pas analysé au QEMSCAN ce qui explique que les fragments de bitume opaques et noirs en LPNA et LPA n'apparaissent pas sur la cartographie. Cette cartographie illustre aussi quelques phosphates dans les cendres. D'après nos observations pétrographiques antérieures, il s'agit probablement des apatites. Contrairement à celle de la Figure 165 E, celles-ci ne semblent pas néoformées, ce qui suggérerait une origine détritique.

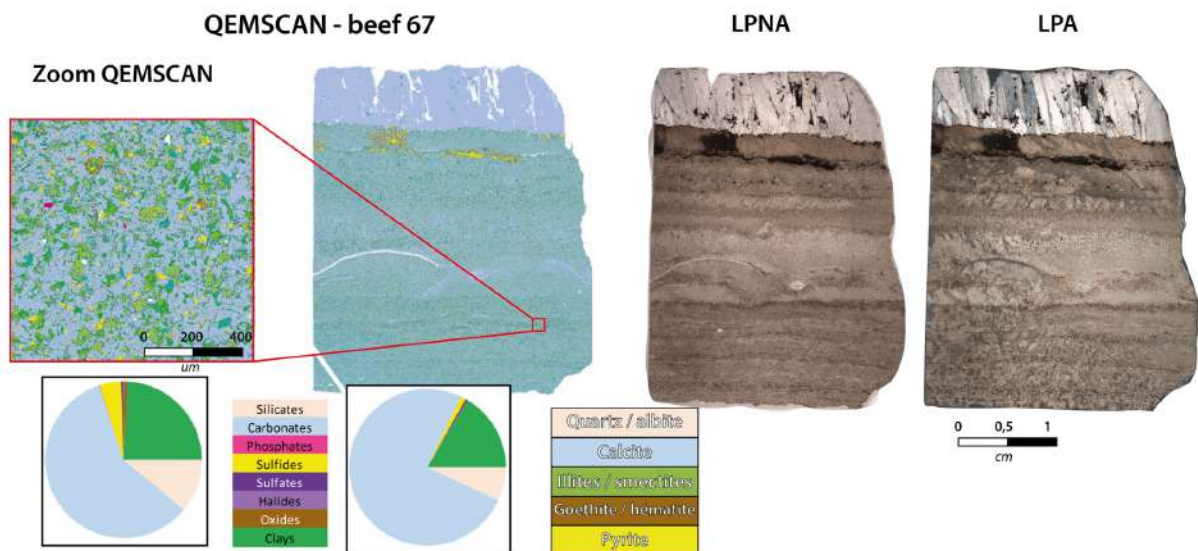


Figure 168 : Cartographie QEMSCAN de l'échantillon beef 67 représentant un beef de calcite au contact d'une cendre volcanique cimentée.

d. Beef recoupé par une veine blocky

La cartographie QEMSCAN de la Figure 169 montre l'échantillon Secant-Lech1 composé de calcite fibreuse. Il est recoupé par une veine de calcite transverse à texture blocky comportant des cristaux de barytine (en violet sur la cartographie) et de fragments de shales (en vert). La présence de barytine uniquement dans la veine blocky suggère qu'il pourrait s'agir de deux fluides parents distincts n'ayant pas la même composition. Ces interprétations sont confirmées par les analyses en cathodoluminescence de cette même lame Figure 160D.



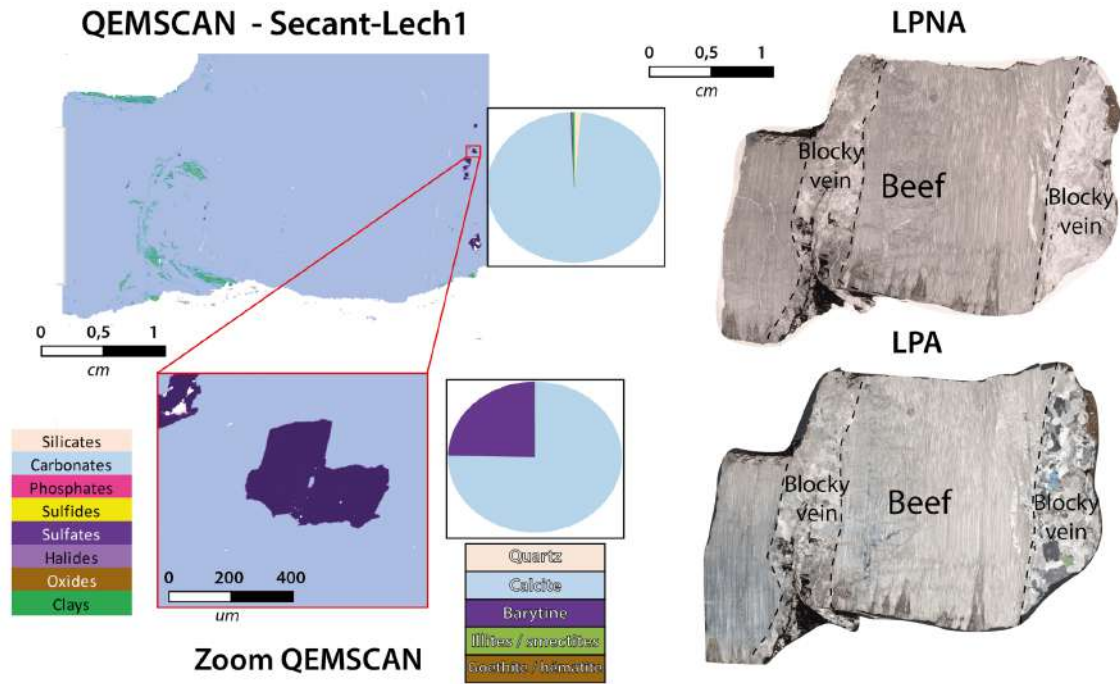


Figure 169 : Cartographie QEMSCAN de l'échantillon Secant-Lech1 représentant un beef recoupé par une veine transverse contenant des fragments de shales et des cristaux de barytine.

#### 4. Synthèse

Les analyses QEMSCAN mettent en évidence la diversité de compositions minéralogiques des beef de Vaca Muerta ainsi que celles de leur roche encaissante. Cette méthode de cartographie est complémentaire des autres outils précédemment utilisés et permet de voir i) la répartition minéralogique sur l'ensemble de la lame mince contrairement aux analyses EDS du MEB qui acquièrent des données sur des zones très petites (jamais au-delà de plusieurs centaines de microns).

Les analyses au microscope optique couplées aux cartographies du QEMSCAN, permettent d'identifier différentes familles de fluides ayant circulées dans la formation de Vaca Muerta au cours du temps. Une chronologie relative a ainsi pu être identifiée. Les beef de calcite se mettent en place puis sont recoupés par des veines transverses calcitiques enrichis en Ba. D'après les teneurs minéralogiques en calcite de la Figure 164, les beef de calcite pourraient être alimentés par un fluide parent ayant lessivé la roche encaissante. Les beef de gypse recoupent les beef de calcite, attestant de leur postériorité. En revanche, les quantités de gypse présentes dans la matrice sont extrêmement faibles (< 0,5% ; Figure 164), suggérant un apport de  $\text{CaSO}_4$  extérieur aux shales de Vaca Muerta. Comme suggéré dans ce chapitre [paragraphe I.C.4](#), dans la colonne stratigraphique, ces apports de gypse sembleraient venir des évaporites de la formation de l'Auquilco. Les beef d'anhydrite, également postérieurs aux beef de calcite, indiqueraient quant à eux une déshydratation de certains beef de gypse. Ils sont ainsi un indicateur de température, en effet, pour transformer du gypse en anhydrite, il

est nécessaire de dépasser la température de 57°C. Il n'y a pas d'évidence de déshydratation de gypse, il est donc possible qu'à des températures supérieures à 57°C les beef d'anhydrite précipitent directement. Les fluides riches en sulfates provenant des évaporites de l'Auquillo précipitent principalement à la base de la formation de la Vaca Muerta. Cette anhydrite peut être un indicateur thermique.

La zone de faiblesse engendrée par la différence de rhéologie cendre / shale facilite la fracturation. Les cendres cimentées au contact des beef présentent des zones enrichies en matière organique proche de l'éponte. Cette observation montre qu'un fluide, enrichi en hydrocarbures, aurait circulé le long de cette cendre, laissant des inclusions hydrocarbonées dans les fibres de calcite et enrichissant la cendre cimentée (comportant tout de même une porosité, voir le paragraphe [paragraphe I.A.6.c de ce chapitre](#)) en matière organique.

Le beef recoupé par une veine transverse comporte un fluide enrichi en Ba. La composition minéralogique du beef ne présente pas de baratine, contrairement à la veine transverse. Ce Ba peut soit provenir du lessivage de la roche encaissante au sein d'un système fermé, ou alors provenir d'une fluide enrichi externe au sein d'un système ouvert. Or, les analyses de cartographie minéralogique BSE des shales présentent 0% de barytine (Figure 213). Cette information suggère un système ouvert pour l'origine de la barytine présente dans les veines transverses.

## II. Composition élémentaire des calcites

### A. Analyse des éléments majeurs, traces et REE

L'étude de la distribution des teneurs en éléments majeurs, traces et Terres Rares (REE) est un outil de plus en plus utilisé pour tracer les origines des fluides et est aussi fondamental dans la compréhension des interactions fluide-roche. Les variations des spectres de ces éléments sont contrôlées par les facteurs physico-chimiques de la solution (température, salinité, fugacité en oxygène  $fO_2$ , pH, système ouvert ou fermé, . . .) ainsi que par la nature de la source des fluides. Pour plus d'informations sur l'intérêt de cette méthode, le lecteur est invité à se référer au [chapitre I partie 1 paragraphe IV.C.1.c](#).

#### 1. Sélection des échantillons

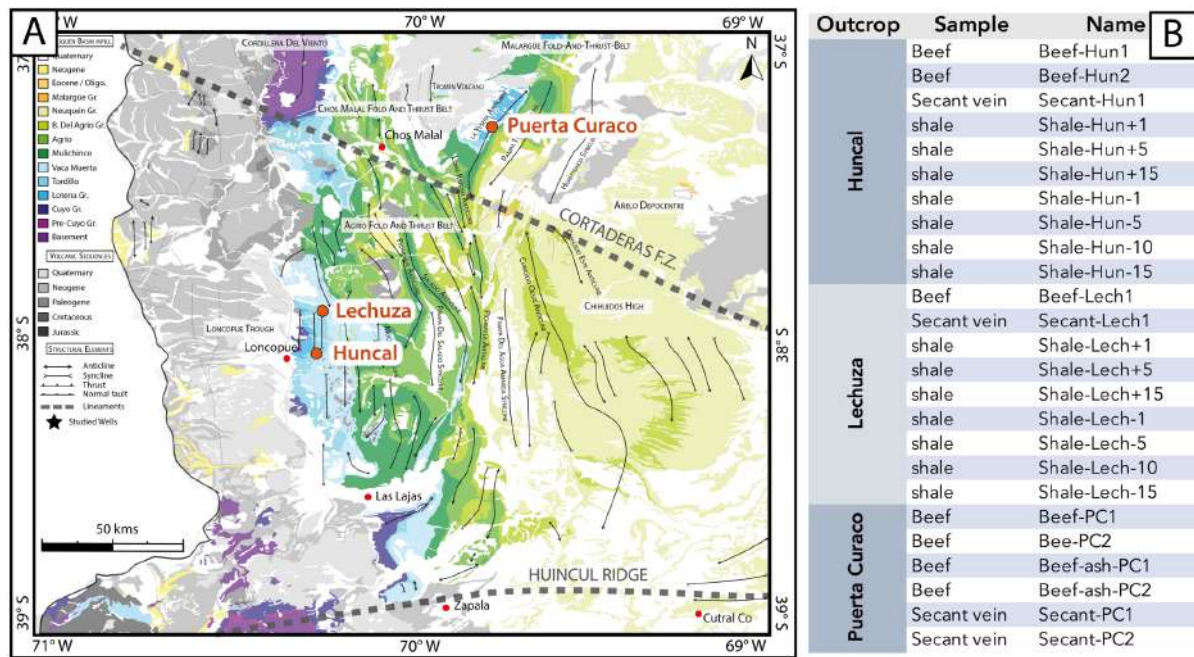


Figure 170 : A. Localisation des trois affleurements où ont été sélectionné les échantillons. B. Liste des échantillons analysés en majeurs, traces et REE.

Dans le but de contraindre au mieux les interactions fluides / roches entre les beef, leur roche encaissante et les veines transverses qui les recourent, un set d'échantillons collectés sur le terrain a été sélectionné. Les échantillons proviennent de trois affleurements différents, espacé de 95 km pour Huncal et Puerta Curaco, et de 9km pour Huncal et Lechuza (Figure 170 A). Le but de cette sélection est d'analyser puis de comparer les variations élémentaires de composition i) des beef d'un affleurement à l'autre, ii) d'une génération à l'autre au sein d'un même beef, iii) entre une cendre et un beef à son contact, iv) entre la roche encaissante au

contact du beef, 15 cm au-dessous et 15 cm au-dessus du beef avec un espacement de 5 cm et le beef, v) les beef recoupés et leurs veines transverses, et vi) les sets de fracture identifiés dans le [chapitre III](#) de ce manuscrit. L'ensemble des échantillons sélectionnés pour cette étude est placé dans le tableau de la Figure 170 B.

## 2. Méthode analytique

Les analyses ont été effectuées au Laboratoire de Planétologie de Nantes (LPG) sous la tutelle de Carole La et Marion Rivoal. L'iCAP-6300 ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer) a été utilisé pour l'analyse des majeurs tandis que les traces ont été déterminées avec le VARIAN 820MS ICP-MS (Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry). Les données ont ensuite été traitées sur une macro « reduce » développée en interne au sein du LPG. Pour finir, les spectres des calcites ont été normalisés à l'eau marine ([Elderfield and Greaves, 1982](#); [Goldberg et al., 1963](#); [Stumm and Morgan, 2012](#)) et les spectres des shales ont été normalisés aux NASC (North American Shales Composite) ([Gromet et al., 1984](#)).

### *a. Majeurs – analyses roche totale par ICP-AES*

Une méthode de dissolution a été adaptée en fonction des 3 catégories : la méthode de pertes au feu puis de fusion alcaline pour **les cendres** et **les shales** et la méthode de dissolution à l'acide nitrique avec un spike de Na à 20 ppm pour **les calcites**. L'analyse a ensuite été optimisée en choisissant i) des géostandards étant des Matériaux de Référence Certifiés (MRC) couvrant au mieux les concentrations des échantillons en chacun des éléments dans le cas de la calcite et des shales et ii) dans le cas des cendres, les standards ont été directement préparés sur place en fonction des teneurs en éléments de chaque échantillon.

#### Méthode analytique pour les shales et les cendres

Tous les échantillons ont été broyés au sable de Fontainebleau dans un mortier en agate. Ils ont ensuite subi une perte au feu afin de connaître le degré d'altération et la quantité d'eau diagénétique présents dans les échantillons. Les shales et les cendres analysés contiennent respectivement 10 à 12% et 36% de volatiles. Les échantillons récupérés après perte au feu ne pouvant pas être mis en solution par dissolution acide, ont été dissous via le processus de fusion alcaline. Cette méthode consiste à mélanger dans un creuset en platine, 400 mg de poudre de LiBO<sub>2</sub> ayant le rôle de fondant avec 150 mg de poudre des échantillons post perte au feu. Lorsque la préparation est chauffée à 1050°C pendant 2h, l'échantillon se dissout dans le fondant. Le mélange est ensuite dissout dans 75g d'HNO<sub>3</sub> à 10% puis mis sous agitation à l'aide d'un barreau aimanté pendant 30 min afin d'avoir une dissolution totale.

Les solutions ont ensuite été analysées en doublon sur l'ICP-AES puis traitées par système informatique avec la macro « reduce ». Six géostandards externes de roches granitiques MRC (MA-N, AGV-2, MICA-Fe, ANRT GS-N, RGM-1, GRP-GH) ont été sélectionnés et préparés via le processus de fusion alcaline. Trois standards internes ont été sélectionnés : le Co, le Li et le B dû à la présence de métaborate de lithium dans chaque solution. Une solution constituée d'un mélange des roches a été mesurée de manière régulière pendant le run afin de vérifier la reproductibilité interne et la dérive instrumentale de l'ICP-AES. Un deuxième run consacré à l'analyse des cendres a été effectué. N'ayant pas de standards correspondant aux échantillons de cendres à ciment calcitique et d'après les analyses des cendres passées au premier run, il a été convenu de créer des standards ayant un pourcentage de roches et un pourcentage de calcite se rapprochant au mieux des échantillons. Ainsi, des standards hybrides ont été créés comprenant chacun 75% massiques du standard de calcite JLS-1 et 25% massiques d'un standard de roches granitiques. Ayant six standards de roches granitiques, six hybrides ont été créés. Ces standards comportent des gammes englobant les pourcentages massiques des cendres.

#### Méthode analytique pour les calcites

Les échantillons de calcite ont été prélevés à l'aide d'une microdrill permettant de sélectionner les différentes générations de calcite au sein d'un même beef (Figure 171).

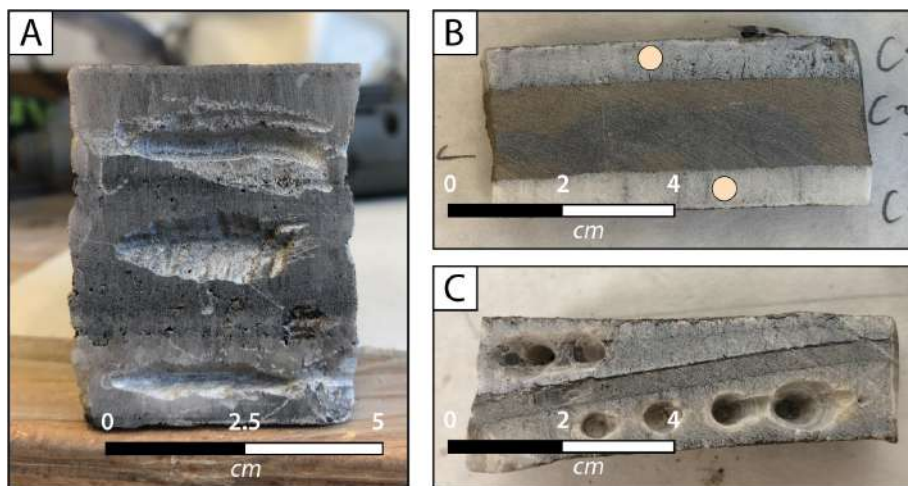


Figure 171 : Échantillonnage des poudres de beef à la microdrill. A. Beef-PC1 B. PCahs1 C. Beef-Hun1.

Pour la mise en solution, la méthode de dissolution acide avec ajout d'un spike a été choisie. Contrairement aux analyses précédentes, les calcites se dissolvent dans l'acide, elles ne nécessitent donc pas d'avoir besoin d'un fondant tel que le métaborate de lithium pour être mises en solution. De plus cette dissolution dans de l'acide permet de séparer les inclusions solides présentes dans la calcite comme des fragments de shales ou de bitume, incorporées lors de la croissance cristalline des beef et des veines transverses. Ces inclusions ne se dissolvent pas au contact de l'acide et sont donc filtrées avant la mesure.



Le calcium étant très concentré dans les échantillons, les solutions ont été diluées : 0,1 g d'échantillons pour 100 g de solution. Le but étant d'optimiser l'analyse des autres éléments présents en quantité beaucoup plus faible. Chaque solution de 100 g comporte donc 0,1 g de poudre d'échantillon, 0,2 g de solution de Na à 20 ppm, 10 g d'acide nitrique à 65%, le reste étant complété par de l'eau déminéralisée. Dans le run, le standard JLS-1 sert de témoin. Il a été passé à l'aveugle afin de contrôler le bon déroulement de l'analyse et de l'étalonnage. Un étalonnage externe a été réalisé à l'aide de solution mono élémentaire pure de chacun des éléments. De plus, l'échantillon « Beef-Lech1 » a été choisi comme échantillon doublon.

#### *b. Traces et REE – analyses roche totale par ICP-MS*

La méthode de dissolution des roches est basée sur le même procédé que celui développé par Aertgeerst et al., (2018). Leur méthode étant appliquée sur des péridotites, quelques modifications ont été apportées afin de l'adapter sur les shales et les calcites. Cette méthode a été appliquée pour les shales, les cendres ainsi que les calcites.

Une masse de 50 mg a été pesée pour chaque échantillon de shales. Les poudres ont ensuite été attaquées deux fois afin d'obtenir une dissolution totale par le procédé suivant :

- Étape de dissolution / évaporation des majeurs : Les échantillons ont été mélangés à :  
i) 1,5 ml d'un mélange de 50% d' $\text{HNO}_3$  (69%) ultrapur (distillé deux fois) et de 50% d' $\text{H}_2\text{O}$  ultrapur, ii) 14 gouttes d' $\text{HF}$  permettant de dissoudre le Si, et iii) 2 gouttes d' $\text{HClO}_4$ . Les préparations ont ensuite été chauffées pendant 12h à 130°C sur des plaques chauffantes. Elles ont ensuite été placées à l'évaporation 4h à 110°C, 2h à 140°C et 1h à 150°C. Les préparations n'étant pas totalement dissoutes, une deuxième attaque a été réalisée avec le même protocole, exceptés les trois échantillons des cendres mal dissouts qui ont reçu 3 gouttes d' $\text{HClO}_4$ . Les préparations ont ensuite été chauffées pendant 40h sur des plaques chauffantes à 130°C. De même que dans l'étape 3, les préparations ont été placées à l'évaporation pendant 4h à 110°C puis 2h à 140°C et 1h à 150°C. Ensuite, 1 ml de  $\text{HNO}_3$  concentré (69%) bi-distillé a été placé dans les préparations avant d'être mis pendant 72h à la chauffe sur des plaques à 120°C. Ils ont ensuite été mis à évaporation à 145°C pendant 1h afin d'enlever les dernières traces d'acide perchlorique et d' $\text{HF}$ . Les solutions ont été reprises avec 1 ml d' $\text{HNO}_3$  à 69% (concentré) puis mises à chauffer à 120°C pendant 3h. Puis une évaporation à 130°C pendant 2h (jusqu'à ce que ça évapore à sec). Pour finir, elles ont été reprises dans 4 ml d' $\text{HNO}_3$  puis mises à chauffer à 120°C pendant 12h.
- Étape de dilution des roches : Une fois l'étape d'évaporation finie, les solutions sont ajoutées à 10 g de SSI précédemment pesés. Le bécher en téflon est rincé à l'eau ultra pure trois fois afin que la totalité de la solution évaporée se retrouve en solution avec

le SSI. De l'eau ultra pure a ensuite été apportée à la solution jusqu'à obtenir 250 g de solution.

Pour finir le mode opératoire, un ordre de passage est déterminé en passant deux fois les séries d'échantillons dans un ordre différent de la première série à la deuxième série. Le run commence avec trois blancs, qui seront repassés une seconde fois entre la première et la deuxième série puis une troisième fois à la fin du run. Une solution ZZ, étant le mélange des deux premiers échantillons analysés et ne présentant aucune saturation pour chaque élément, est intercalée tous les quatre échantillons afin de contrôler la dérive instrumentale. De même que pour les analyses des majeurs sur l'ICP-AES, les données sont dans un premier temps triées et reconditionnées pour être traitées par la suite dans la macro « reduce ».

## B. Résultats

Lors des analyses ICP-AES et ICP-MS certains éléments, présents en trop faible quantité, n'ont pas été détectés. Ainsi, dans ce travail, seuls les éléments mesurés sont présentés, les autres étant jugés avec l'équipe géochimie du LPG trop peu fiable aux vues de leur faible quantité.

### 1. Beef

#### a. Les beef dans les shales

Le tableau de la Figure 172 indiquent les valeurs maximales, minimales, les moyennes ainsi que les écarts-types pour chacune des analyses des teneurs élémentaires des échantillons de beef. Pour plus de précision, le lecteur est invité à se référer aux tableaux des mesures et des valeurs normalisées qui sont présentés dans les annexes (Figure 218, Figure 219, Figure 220, et Figure 221). Les spectres des analyses des beef sont normalisés à l'eau de mer d'après les données d'Elderfield and Greaves, (1982) et Goldberg et al., (1963). Ils sont représentés dans les planches 1 et 2 des Figure 173 et Figure 174. Les images de lames minces des beef en LPA localisent les différents endroits de prélèvements au sein de l'échantillon.

	V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
SW	7.3	8.4	7.6	8.1	4.9	5.85	6.8	9.7	10.4	7.9	22.8	9.71	19	3.72	0.954	5.31	6.03	5.3	4.79
Min	0.00	0.07	0.29	0.01	0.10	0.09	2.03	0.00	0.06	0.00	0.51	2.31	4.44	1.80	0.65	1.79	1.34	0.47	0.25
Max	37.74	0.22	751.68	5.52	18.35	16.48	2997.00	2.10	1.12	0.20	16.94	38.34	35.43	15.89	4.76	15.25	10.99	3.49	2.64
Average	2.64	0.11	60.17	1.38	3.81	2.18	377.15	0.51	0.28	0.07	2.86	12.05	18.75	7.12	2.05	6.69	5.35	2.22	1.59
Ecartype	9.05	0.04	185.60	1.59	4.81	3.96	786.70	0.67	0.31	0.07	3.74	8.69	9.33	3.98	1.11	3.79	2.67	0.93	0.67

Figure 172 : Tableau regroupant les valeurs minimales, maximales, la moyenne et l'écartype pour chacun des éléments présents dans les beef. Les valeurs sont en ppm.

Tous les beef présentent des teneurs en Mn extrêmement faibles, avec des valeurs maximales à 0,07 ppm, et une valeur moyenne de 0,11 ppm contre 8,4 ppm pour l'eau de mer. Les eaux qui précipitent les beef sont plus réduites, le  $MnO^+$  présent dans l'eau de mer à été réduit en  $Mn^{2+}$ , et cela bien avant la mise en place des beef. Le manganèse a donc été précipité bien avant les beef, ce qui explique les anomalies négatives.

D'une manière plus modérée, le Cu et le Zn sont aussi appauvris avec des valeurs moyennes de respectivement 1,38 et 3,81 ppm contre 8,1 et 4,9 pour l'eau marine. Ces appauvrissements se traduisent par des anomalies négatives sur les spectres des Figure 173 et Figure 174. Ces anomalies s'expliquent par les mêmes processus que celui du managnèse.

De plus, à l'exception de Lech1, tous les beef analysés ont des valeurs élevées en Ba illustrées par une forte anomalie positive sur les spectres. Certains d'entre eux comportent des teneurs allant jusqu'à 2997 ppm avec une moyenne générale de 377,15 ppm contre des valeurs d'eau marine de 6,8 ppm. Les teneurs en Ba varient de façon importante pour PCash2 avec des valeurs <5 ppm contre des valeurs à 1456 ppm pour PC1 ou 2997 ppm pour PC2. Les anomalies positives de ces éléments sensibles aux conditions redox traduisent des eaux chaudes pauvres en sulfates.

Les métaux lourds, à savoir le Pb, l'U, le Th sont appauvris, voire inexistant dans certains beef. Il s'agit d'eaux très réduites pour la précipitation des beef, les éléments ont été précipités antérieurement. Tous les affleurements montrent une légère anomalie positive à plate pour les LREE. La même observation est faite pour les HREE (Figure 173).

Lechuzá et Huncal sont des affleurements très proches (9 km) ayant connu les mêmes histoires d'enfouissement et d'exhumation ([Zapata et al., 1999](#)). Pourtant, les teneurs élémentaires pour les beef entre ces deux zones varient (Figure 173). Lech1 présente un spectre plus enrichi en REE et plus appauvris en métaux lourds (U, Pb, et Th) que Hun1 et Hun2.

D'un beef à l'autre dans un même affleurement, certaines teneurs peuvent être aussi différentes. À Huncal, le beef Hun1 montre de très fortes anomalies positives en Ce atteignant 38,34 ppm. Tandis que les autres échantillons de la même zone indiquent des anomalies bien plus légères.

De plus, un important enrichissement des teneurs de Ni sur PCash2 à Puerta Curaco a été observé avec des teneurs de 217,46 ppm pour le beef du haut et 751,68 ppm pour la beef du bas (Figure 174 et Figure 218). Les autres beef de cette zone mettent en évidence des anomalies plates à légèrement négatives en Ni. La moyenne générale de Ni pour les beef de cet affleurement étant de 92,21 ppm avec une valeur minimale de 0,67 ppm.

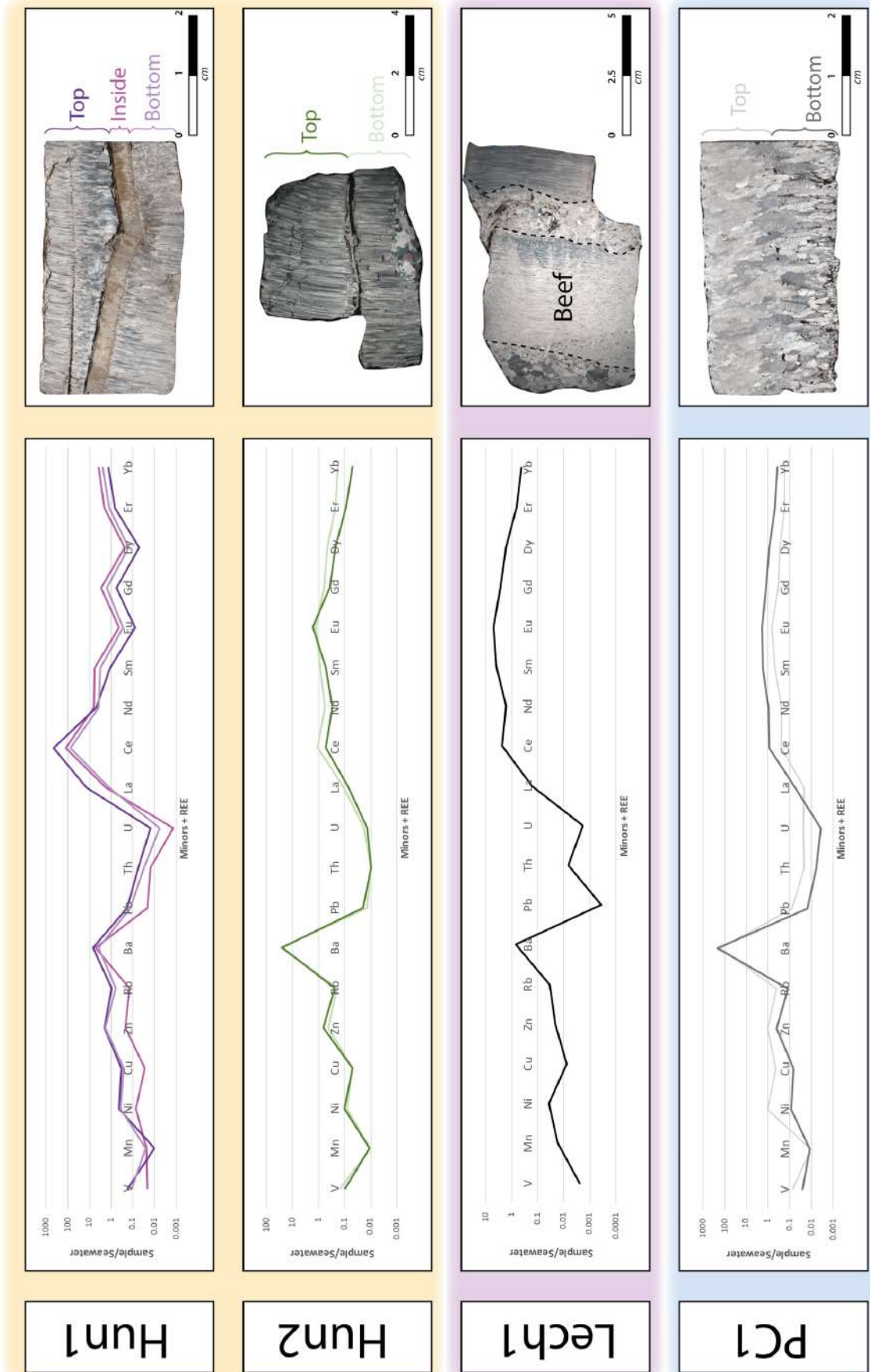


Figure 173 : Planche beef 1. Spectres des éléments en traces et REE des beef normalisés à l'eau de mer (Elderfield and Greaves, 1982). Les échantillons proviennent de Huncal, Lechuza et Puerta Curaco.

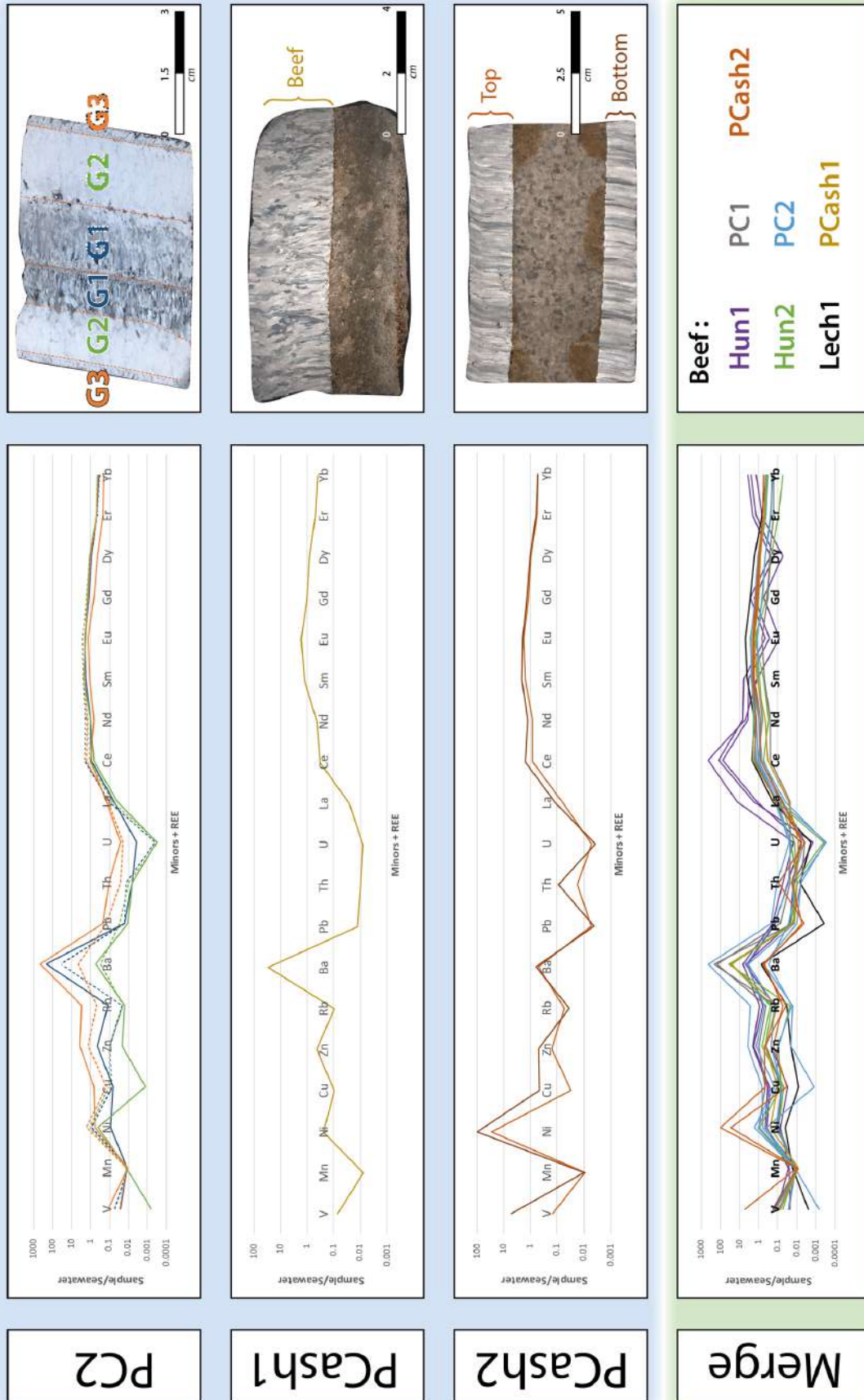


Figure 174 : Planche beef 2. Spectres des éléments en traces et REE des beef normalisés à l'eau de mer (Elderfield and Greaves, 1982). Les échantillons proviennent de Puerta Curaco. Le dernier spectre intitulé « Merge » regroupe tous les spectres des beef.



Au sein d'un même beef, les teneurs semblent symétriques au sein d'une même génération. Hun1 et Hun2 sont composés d'une seule génération de calcite, le haut et la base étant délimités par la zone médiane. Leurs spectres sont très similaires. Le beef PC2 présente trois générations, et 6 spectres ont pu être générés. Au sein d'une même génération (haut et bas) les teneurs sont semblables. En revanche, d'une génération à l'autre (de G1 à G2 et de G2 à G3), les teneurs en certains éléments varient parfois très fortement, notamment pour les traces, les REE étant plus régulières (Figure 174).

*b. Beef au contact d'une cendre*

Le tableau de la Figure 175 regroupe les valeurs maximales, minimales, la moyenne et l'écart-type des teneurs élémentaires dans les cendres et dans les beef au contact de ces cendres (échantillons PCash1 et PCash2). La planche de la Figure 176 illustre les spectres des teneurs élémentaires des beef et les spectres des cendres normalisés aux NASC.

Les beef au contact de ces cendres présentent des croissances ataxiales. Malgré une tendance générale plutôt similaire, quelques teneurs élémentaires des beef varient de PCash1 à PCash2. En outre, les deux beef présents en haut et en bas de PCash2 comportent un spectre identique, avec de très fortes teneurs en Ni (751 ppm).

A contrario, le beef de PCash1 présente une légère anomalie négative en Ni (1,83 ppm pour PCash1 contre 7,60 pour l'eau marine) et une forte anomalie positive en Ba contrairement à PCash2 (197,5 ppm contre 3,32 ppm) (Figure 175).

**Ashes : PCash1 + PCash2**

	SiO2	TiO2	Al2O	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Sc	Cr	Co	Ni	Rb	Sr
NASC	64.8	0.7	16.9	5.66	0.06	2.86	3.63	1.14	3.97	0.13	14.9	124.5	25.7	58	125	142
Min	12.35	no data	8.02	4.29	0.22	2.78	65.50	0.35	0.35	0.08	2.55	3.84	2.02	15.46	5.57	324.01
Max	16.63	no data	9.13	4.49	0.33	3.64	71.85	0.78	0.55	0.09	7.89	4.87	3.29	84.25	11.46	513.73
Moyenne	15.06	no data	8.62	4.38	0.27	3.17	68.22	0.57	0.48	0.08	4.38	4.22	2.78	39.37	8.68	407.32
Ecartype	2.36	no data	0.56	0.10	0.05	0.44	3.27	0.21	0.11	0.00	3.03	0.57	0.67	38.89	2.96	96.95

	Zr	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Th	U
NASC	200	2.09	5.16	636	31.1	66.7	27.4	5.59	1.18	0.85	3.06	0.456	6.3	1.12	2.1	12.3	2.66
Min	119.08	0.73	0.36	19.05	13.53	26.74	14.72	3.84	0.62	0.58	2.40	0.40	3.37	0.25	0.94	12.28	3.27
Max	128.87	2.23	0.84	85.19	18.71	33.87	20.13	4.83	1.02	0.73	3.80	0.67	3.74	0.41	1.54	12.75	9.74
Moyenne	124.81	1.26	0.63	43.67	15.89	29.91	16.95	4.23	0.77	0.64	2.97	0.51	3.50	0.35	1.18	12.50	5.58
Ecartype	5.10	0.84	0.25	36.16	2.62	3.63	2.82	0.53	0.22	0.08	0.74	0.14	0.20	0.09	0.32	0.24	3.61

**Beef : PCash1 + PCash2**

	V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
SW	7.30	8.40	7.60	8.10	4.90	5.85	6.80	9.70	10.40	7.90	22.80	9.71	19.00	3.72	0.95	5.31	6.03	5.30	4.79
Min	0.54	0.07	1.83	0.25	0.79	0.21	3.32	0.04	0.10	0.03	0.62	3.19	8.36	4.60	1.61	5.39	4.93	2.59	1.94
Max	37.74	0.08	751.68	3.63	2.46	0.57	197.50	0.13	0.93	0.06	2.68	15.63	24.82	7.77	1.91	7.14	6.07	3.26	2.64
Average	13.13	0.07	323.66	1.56	1.78	0.37	68.31	0.07	0.41	0.04	1.56	8.93	16.17	6.07	1.77	6.21	5.55	3.00	2.38
Ecartype	21.32	0.01	386.04	1.81	0.88	0.18	111.89	0.05	0.46	0.02	1.04	6.28	8.27	1.60	0.15	0.88	0.58	0.36	0.38

Figure 175 : Tableau regroupant les valeurs minimales, maximales, la moyenne et l'écart-type pour chacun des éléments présents dans les cendres. Les valeurs sont en ppm.

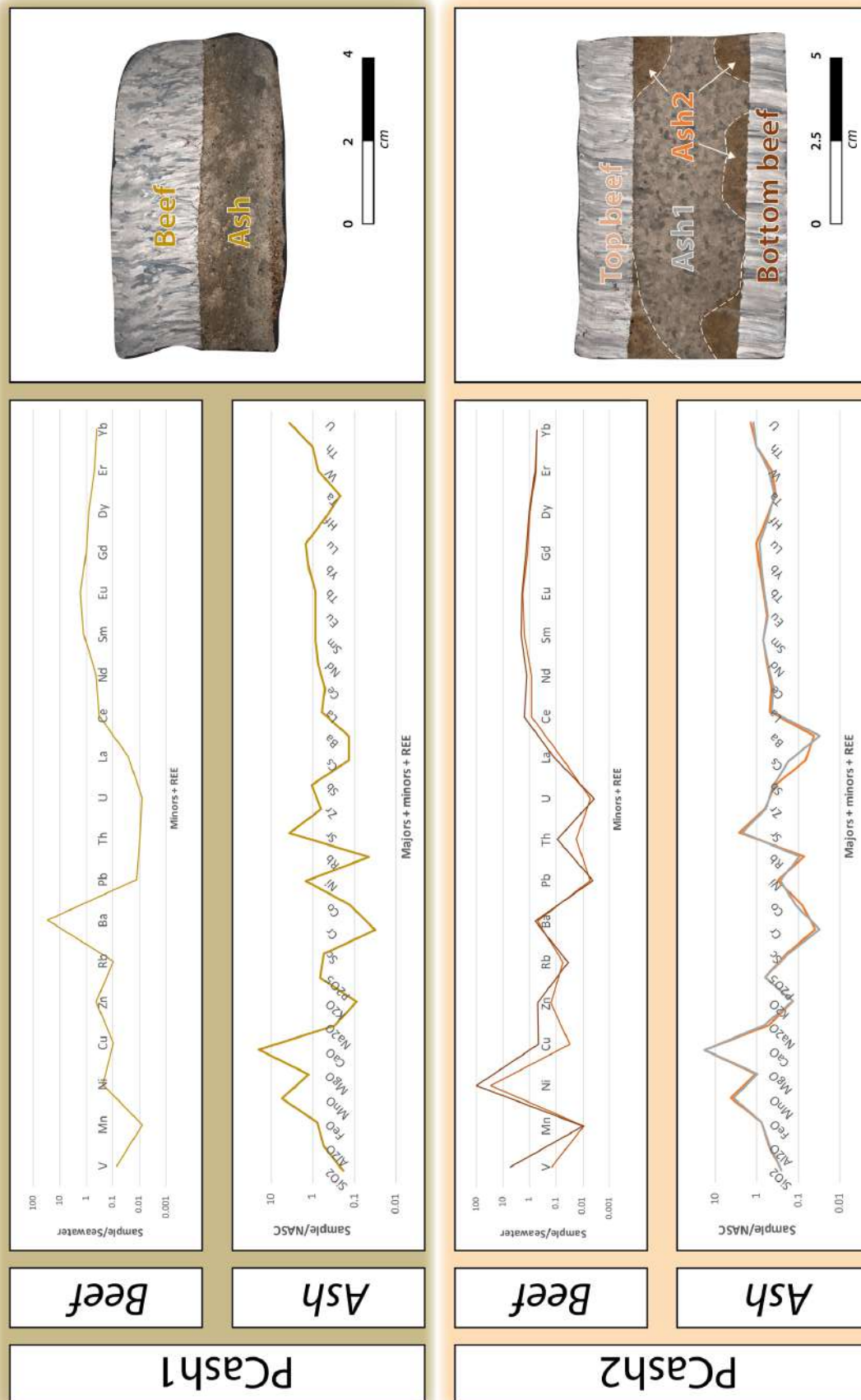


Figure 176 : Planche cendres et beef. Spectres des éléments majeurs, traces et REE des beef et des cendres normalisés à l'eau de mer (Elderfield and Greaves, 1982) et spectres des éléments majeurs, en traces et REE des cendres normalisées aux NASC (Gromet et al., 1984). Les échantillons proviennent Puerta Curaco.

Les cendres sont enrichies en Mn (moyenne 0,33 ppm contre 0,06 ppm pour les NASC), Ca (moyenne 68,21 ppm contre 3,63 ppm pour les NASC) et Sr (moyenne 407,32 ppm contre 142,00 ppm pour les NASC). Cet enrichissement se matérialise par des anomalies positives sur les spectres de la Figure 176. Elles présentent des appauvrissements en Ba, Rb, P, Cr, Co et Ta (Figure 175) traduits par des anomalies négatives sur la Figure 176. La cendre de PCash2 a été analysée à deux endroits différents. Lors de son analyse pétrographique, deux parties très distinctes ont pu être observées : une partie grise (Ash1 ; Figure 176) et une partie plus ocre (Ash2 ; Figure 176). Les spectres de ces deux parties ne montrent aucune variation significative.

## 2. Veines transverses

### a. Veines transverses recoupant directement un beef

De nombreuses veines de calcite transverses à la stratification recoupent les beef dans les trois affleurements étudiés. Celles de Lechuzza et Hucal ont été attribuées à une fracturation de mode 1 dans un contexte compressif au cours de l'exhumation de Vaca Muerta et mises en place au Paléocène supérieur (62 à 55 Ma) (Fall and Ukar, 2016; Ukar et al., 2017b). Le premier tableau de la Figure 177 présente les valeurs maximales, minimales, les moyennes ainsi que les écarts-types pour les veines transverses. Tandis que le deuxième tableau de la Figure 177 présente les mêmes données pour les beef recoupés par ces veines (Hun2 et Lech1), ce qui permet d'aisément de comparer les différences de teneurs entre les deux catégories de veines de calcite.

#### Secant veins : Secant-Hun1 + Secant-Lech1

	V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
SW	7.3	8.4	7.6	8.1	4.9	5.85	6.8	9.7	10.4	7.9	22.8	9.71	19	3.72	0.954	5.31	6.03	5.3	4.79
Min	0.10	0.09	0.12	0.01	1.21	0.03	0.10	0.10	0.00	0.01	1.41	3.79	4.17	2.47	0.56	2.48	2.24	1.06	0.59
Max	0.32	0.10	0.71	0.40	3.09	1.50	40.85	0.20	0.14	0.21	5.32	12.98	9.13	2.47	0.80	3.09	2.63	1.13	0.93
Average	0.21	0.09	0.42	0.21	2.15	0.77	20.47	0.15	0.07	0.11	3.37	8.38	6.65	2.47	0.68	2.79	2.43	1.10	0.76
Ecartype	0.16	0.01	0.42	0.28	1.33	1.04	28.81	0.07	0.10	0.15	2.77	6.50	3.51	0.00	0.17	0.43	0.28	0.05	0.24

#### Beef : Hun2 + Lech1

	V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
SW	7.30	8.40	7.60	8.10	4.90	5.85	6.80	9.70	10.40	7.90	22.80	9.71	19.00	3.72	0.95	5.31	6.03	5.30	4.79
Min	0.02	0.09	0.29	0.06	0.10	0.20	4.75	0.00	0.07	0.01	1.70	5.18	5.92	1.99	1.23	1.93	1.34	0.47	0.25
Max	0.19	0.14	0.81	0.41	3.22	1.44	173.00	0.19	0.10	0.15	3.95	22.32	31.87	14.85	4.76	14.58	10.25	3.46	2.01
Average	0.10	0.11	0.58	0.30	1.82	0.93	104.08	0.11	0.09	0.09	2.75	12.66	16.29	6.72	2.52	6.58	4.78	1.72	1.04
Ecartype	0.08	0.03	0.26	0.20	1.58	0.65	88.15	0.10	0.02	0.07	1.13	8.77	13.74	7.07	1.94	6.96	4.79	1.55	0.89

Figure 177 : Tableau regroupant les valeurs minimales, maximales, la moyenne et l'écartype pour chacun des éléments présents dans les veines transverses Secant-Hun1 et Secant-Lech1 et dans les beef Hun2 et Lech1. Les valeurs sont en ppm.

La Figure 178 illustre les spectres des teneurs élémentaires des beef et des veines transverses (postérieures) qui les recoupent, normalisés à l'eau de mer pour les affleurements de Huncal et Lechuzza. Les spectres des veines transverses sont représentés en pointillés et les spectres des beef sont représentés en traits continus. Pour l'échantillon Secant-Hun1, les

teneurs sont très similaires entre le beef et la veine transverse. Toutefois, l'anomalie positives en Ba est légèrement moins marquée pour la veine transverse avec une valeur de 40,85 ppm contre 173 et 164 ppm pour le haut et la base du beef. Cette même veine présente aussi une légère anomalie négative en Eu contrairement au beef.

La veine transverse de l'échantillon Secant-Lech1 présente un spectre bien plus différent que celui du beef. La variation la plus marquante est l'anomalie négative en Ba avec une teneur à 0,10 ppm contre une teneur très peu enrichie de 4,75 pour le beef (Figure 177). L'anomalie négative du Cu et des métaux lourds (U,Th,Pb) est plus forte pour la veine transverse que pour le beef. Les REE ont un comportement similaire, avec une veine transverse constamment plus appauvrie en teneurs élémentaires que le beef. De façon générale, excepté pour le Zn, la veine sécante comporte des teneurs plus appauvries que le beef qu'elle recoupe (Figure 178).

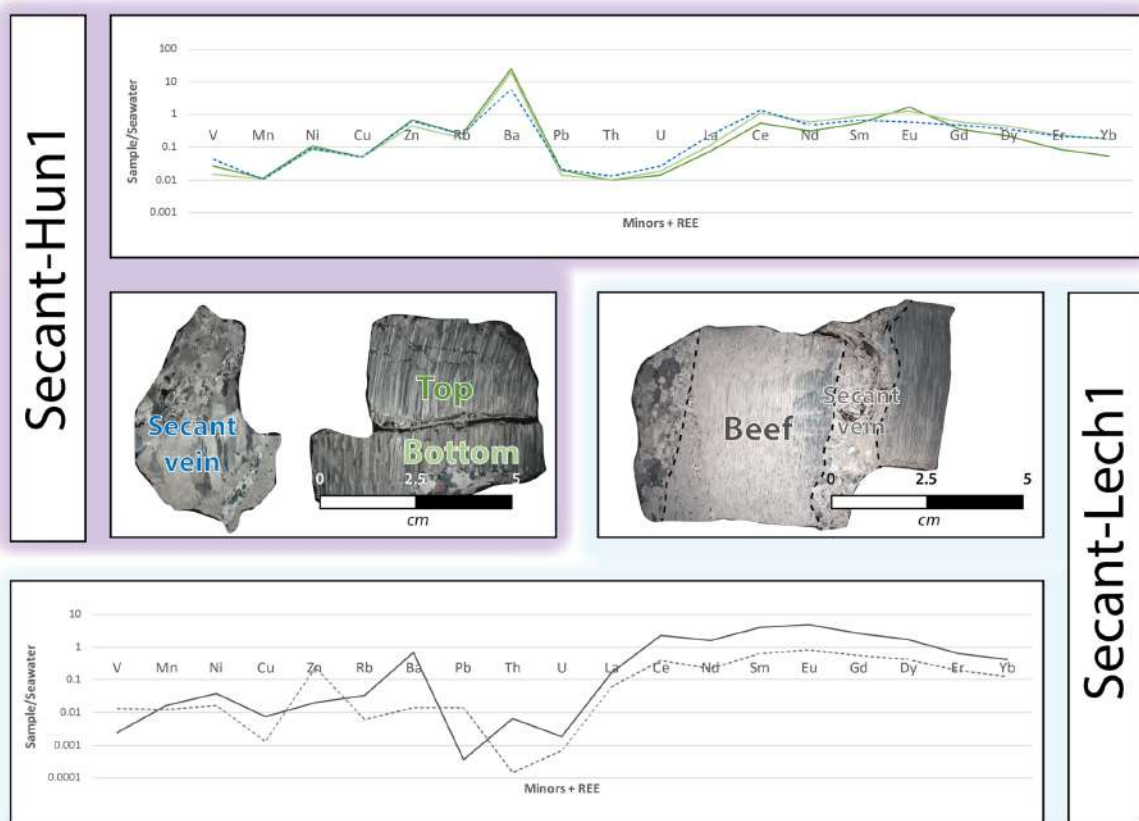


Figure 178 : Planche beef et veines transverses. Spectres des éléments en traces et REE des beef normalisés à l'eau de mer (Elderfield and Greaves, 1982). Les échantillons proviennent de Huncal et Lechuza.



b. Sets de fractures à Puerta Curaco

Le tableau de la Figure 179 présente les valeurs minimales, maximales, les moyennes et l'écart-type des teneurs élémentaires des veines transverses du set 1 et du set 2 (étudié dans le [chapitre III](#) de ce manuscrit) de Puerta Curaco ainsi que pour les beef analysés à Puerta Curaco.

**Secant veins : set1 + set2**

	V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
SW	7.30	8.40	7.60	8.10	4.90	5.85	6.80	9.70	10.40	7.90	22.80	9.71	19.00	3.72	0.95	5.31	6.03	5.30	4.79
Min	0.05	0.09	1.23	0.37	1.79	0.35	83.99	0.08	0.03	0.14	0.93	3.42	4.43	1.60	0.47	1.47	1.15	0.55	0.39
Max	0.38	0.10	3.02	3.56	8.62	2.84	164.82	0.95	0.25	0.23	2.82	8.92	8.61	2.46	0.55	2.21	1.80	0.89	0.77
Average	0.21	0.09	2.12	1.96	5.21	1.59	124.40	0.51	0.14	0.19	1.88	6.17	6.52	2.03	0.51	1.84	1.48	0.72	0.58
Ecartype	0.23	0.01	1.27	2.26	4.83	1.76	57.16	0.61	0.16	0.07	1.33	3.89	2.96	0.61	0.05	0.52	0.46	0.24	0.27

**Beef : Puerta Curaco**

	V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
SW	7.30	8.40	7.60	8.10	4.90	5.85	6.80	9.70	10.40	7.90	22.80	9.71	19.00	3.72	0.95	5.31	6.03	5.30	4.79
Min	0.00	0.07	0.67	0.01	0.10	0.09	2.03	0.04	0.06	0.00	0.51	2.31	4.44	1.80	0.65	1.79	1.68	0.89	0.81
Max	37.74	0.11	751.68	5.52	18.35	16.48	2997.00	2.10	1.12	0.20	3.15	19.70	35.43	9.11	2.48	8.20	6.55	3.26	2.64
Average	3.85	0.09	92.21	1.58	3.58	2.22	544.95	0.47	0.31	0.07	1.78	10.14	19.95	6.66	1.74	6.08	5.14	2.34	1.78
Ecartype	11.24	0.01	227.85	1.81	5.30	4.81	948.78	0.67	0.36	0.07	0.92	5.35	9.58	2.36	0.50	1.92	1.55	0.73	0.57

Figure 179 : Tableau regroupant les valeurs minimales, maximales, la moyenne et l'écart-type pour chacun des éléments présents dans les veines transverses Set1 et Set2 et dans les beef de Puerta Curaco. Les valeurs sont en ppm.



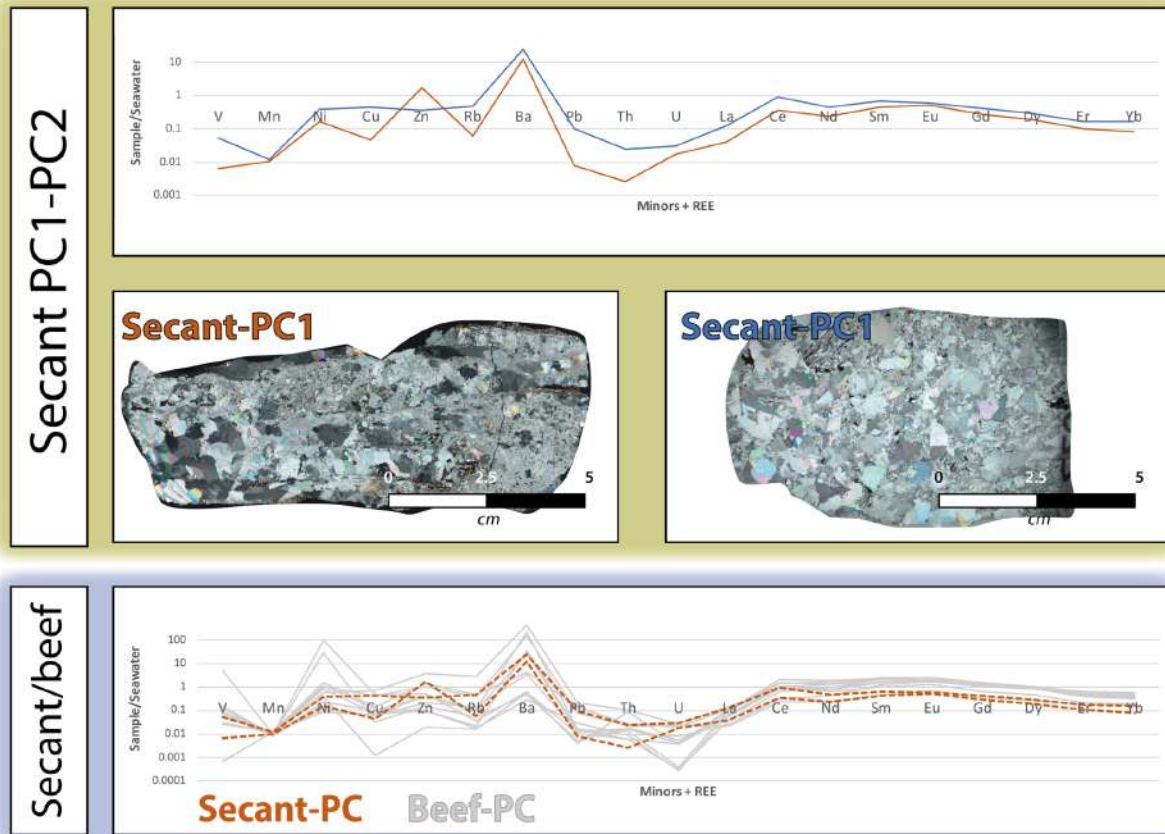


Figure 180 : Des veines transverses du set 1 et set 2. Spectres des éléments en traces et REE des beef normalisés à l'eau de mer (Elderfield and Greaves, 1982). Les échantillons proviennent de Puerta Curaco.

La Figure 180 illustre les spectres des teneurs élémentaires des veines du set 1 et du set 2. Les spectres présentent des comportements divergents pour les traces, avec un set 1 (en orange) généralement plus appauvri que le set 2 notamment pour le Cu (0,37 contre 3,56 ppm) et les métaux lourds Pb, Th et U (respectivement 0,08 contre 0,95 ppm, 0,06 contre 1,12 ppm et 0,00 contre 0,20 ppm) mais enrichi en Zn (8,62 contre 1,79). Tous deux présentent une anomalie positive en Ba avec une moyenne de 124,40 ppm. Les spectres de ces sets de fractures sont comparés aux beef analysés dans l’affleurement de Puerta Curaco (pointillés oranges Figure 180). Ils présentent la même tendance globale que les beef, les teneurs maximales et minimales pour chaque élément des sets de fracture étant dans la même gamme que les teneurs élémentaires des beef. Néanmoins, les valeurs en REE des veines transverses sont légèrement plus appauvries (Figure 180).

### 3. Shales, beef et veines transverses

Le tableau de la Figure 181 montrent les valeurs de composition élémentaires minimales, maximales, la moyenne ainsi que l’écart-type pour les shales de Shale-Hun et Shales-Lech, les beef associés à ces shales, respectivement Hun2 et Lech1 et les veines transverses associées, respectivement Secant-Hun1 et Secant-Lech1.

**Shales : Shale-Hun + Shales-Lech**

	SiO2	TiO2	Al2O	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Sc	Cr	Co	Ni	Rb	Sr
NASC	64.8	0.7	16.9	5.66	0.06	2.86	3.63	1.14	3.97	0.13	14.9	124.5	25.7	58	125	142
Min	49.63	0.51	13.84	5.08	0.03	1.59	4.47	1.25	2.06	0.30	15.13	37.29	8.19	16.49	119.07	172.45
Max	62.41	0.78	19.66	6.95	0.07	2.31	20.78	1.92	3.65	0.76	22.53	58.23	16.19	53.77	349.05	446.99
Moyenne	57.68	0.66	18.02	5.79	0.04	1.97	10.40	1.49	2.92	0.51	18.52	51.02	11.63	36.91	193.01	259.92
Ecartype	3.58	0.06	1.31	0.45	0.01	0.21	4.81	0.16	0.38	0.14	1.98	6.04	2.72	12.04	72.97	87.93

	Zr	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Th	U
NASC	200	2.09	5.16	636	31.1	66.7	27.4	5.59	1.18	0.85	3.06	0.456	6.3	1.12	2.1	12.3	2.66
Min	116.73	0.82	8.86	208.35	23.90	47.05	21.75	4.44	0.77	0.59	2.08	0.31	2.81	0.58	1.75	9.09	4.85
Max	211.20	1.33	15.21	422.55	39.55	71.27	31.86	8.86	1.91	1.25	2.42	0.37	4.18	1.50	4.07	13.32	7.18
Moyenne	143.95	1.08	12.88	313.87	31.35	58.72	26.92	5.73	0.98	0.74	2.27	0.35	3.72	0.90	2.74	12.03	6.07
Ecartype	29.07	0.13	1.67	48.30	4.57	7.82	3.25	1.12	0.28	0.16	0.11	0.02	0.37	0.19	0.67	1.08	0.88

**Beef : Hun2 + Lech1**

	V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
SW	7.30	8.40	7.60	8.10	4.90	5.85	6.80	9.70	10.40	7.90	22.80	9.71	19.00	3.72	0.95	5.31	6.03	5.30	4.79
Min	0.02	0.09	0.29	0.06	0.10	0.20	4.75	0.00	0.07	0.01	1.70	5.18	5.92	1.99	1.23	1.93	1.34	0.47	0.25
Max	0.19	0.14	0.81	0.41	3.22	1.44	173.00	0.19	0.10	0.15	3.95	22.32	31.87	14.85	4.76	14.58	10.25	3.46	2.01
Average	0.10	0.11	0.58	0.30	1.82	0.93	104.08	0.11	0.09	0.09	2.75	12.66	16.29	6.72	2.52	6.58	4.78	1.72	1.04
Ecartype	0.08	0.03	0.26	0.20	1.58	0.65	88.15	0.10	0.02	0.07	1.13	8.77	13.74	7.07	1.94	6.96	4.79	1.55	0.89

**Secant veins : Secant-Hun1 + Secant-Lech1**

	V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
SW	7.3	8.4	7.6	8.1	4.9	5.85	6.8	9.7	10.4	7.9	22.8	9.71	19	3.72	0.954	5.31	6.03	5.3	4.79
Min	0.10	0.09	0.12	0.01	1.21	0.03	0.10	0.10	0.00	0.01	1.41	3.79	4.17	2.47	0.56	2.48	2.24	1.06	0.59
Max	0.32	0.10	0.71	0.40	3.09	1.50	40.85	0.20	0.14	0.21	5.32	12.98	9.13	2.47	0.80	3.09	2.63	1.13	0.93
Average	0.21	0.09	0.42	0.21	2.15	0.77	20.47	0.15	0.07	0.11	3.37	8.38	6.65	2.47	0.68	2.79	2.43	1.10	0.76
Ecartype	0.16	0.01	0.42	0.28	1.33	1.04	28.81	0.07	0.10	0.15	2.77	6.50	3.51	0.00	0.17	0.43	0.28	0.05	0.24

Figure 181 : Tableau regroupant les valeurs minimales, maximales, la moyenne et l'écart-type pour chacun des éléments présents dans les shales. Les valeurs sont en ppm.

La Figure 181 compile les spectres des analyses des teneurs élémentaires dans les calcites des beef et des veines transverses, avec les analyses des teneurs élémentaires dans les shales encaissants. Pour Shale-Hun et Shale-Lech, 8 analyses ont été faites avec un pas d'échantillonnage de 5 cm en haut et en bas du beef. A savoir les shales situés à 15 cm au-dessus du beef, puis 10cm, 5cm, 1cm, -1cm, -5cm, -10cm et -15cm.

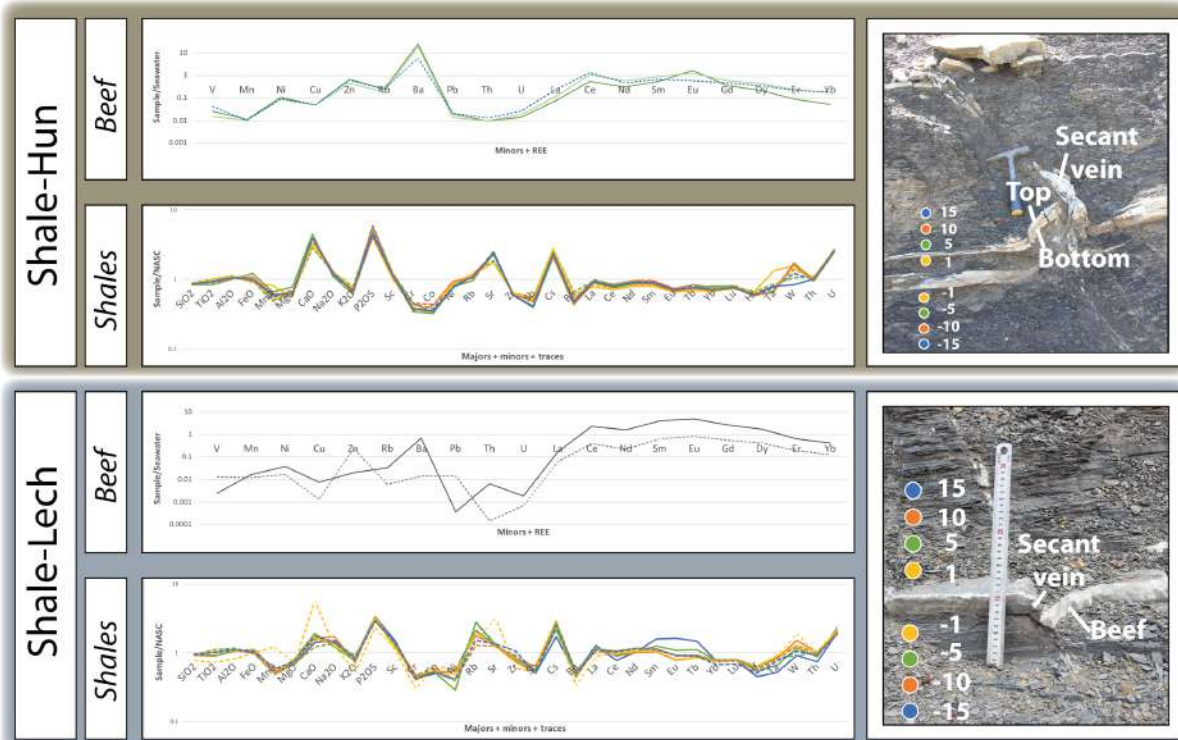


Figure 182 : Planche beef, veines transverses et roches encaissantes. Spectres des éléments en traces et REE des beef et des shales normalisés à l'eau de mer (Elderfield and Greaves, 1982) et spectres des éléments majeurs, en traces et REE des shales normalisées aux NASC (Gromet et al., 1984). Les échantillons proviennent de Huncal et Lechuza.

Dans les deux échantillons, aucune variation de composition des shales de 1 cm à 15 cm de distance du beef n'est notée. Ils présentent tous une anomalie positive en Ca, P, Sr et Cs par rapport aux NASC (Figure 181 et Figure 182). Des anomalies négatives plus légères en Mn, Ba, et en HREE sont également observées.

Certains éléments présentent des anti corrélations des veines de calcite aux shales encaissants. Le Ba dans les veines de calcites montre des anomalies positives tandis qu'il présente des anomalies négatives dans les shales. Les valeurs du Ba dans les shales atteignent une valeur maximale de 422,55 ppm contre 636,00 ppm pour les NASC. Les shales se sont donc appauvris au maximum de 213.45 ppm de Ba. Or le Ba dans les veines de calcite atteint une valeur maximale de 173,00 ppm contre 6,80 ppm pour l'eau marine. Les veines de calcites se sont donc enrichies au maximum de 166,20 ppm de Ba. Les métaux lourds (U, Th) dans les shales sont enrichis (respectivement avec des valeurs maximales de 7,18 et 13,32 ppm contre 2,66 et 12,3 pour les NASC) alors qu'ils sont fortement appauvris dans les veines de calcite (respectivement avec des valeurs maximales de 0,21 et 0,14 ppm contre 7,90 et 10,40 pour l'eau marine).

L'anomalie positive de de Ca dans le spectre de Shale-Lech-1 correspond à une zone à micro beef, enrichissant les teneurs élémentaires en Ca de l'analyse roche totale de cet échantillon.

## C. Discussion

### 1. Comportement des fluides alimentant les beef

Les anomalies négatives de Mn et de Zn présentent dans tous les spectres des beef, indiquent que la température du fluide ayant alimenté les beef est plus chaude que celle de son encaissant ([Bodine et al., 1965](#); [Crocket and Winchester, 1966](#); [Tsusue and Holland, 1966](#)). Les anomalies négatives en Mn indiquent aussi que les beef se sont mis en place dans un contexte diagénétique et dans des conditions anoxiques lors de l'enfouissement ([Habermann et al., 1998](#)).

Les nombreuses anomalies positives en Ba dans les beef, seraient la signature de la roche encaissante, appauvrie de plusieurs centaines de ppm en Ba (Figure 181 et Figure 182). Néanmoins, le Ba est très peu mobile dans les shales pour des températures inférieures à 300°C. Or, les données de la littérature indiquent que les beef de la Vaca Muerta se sont mis en place avec températures ne dépassant pas les 200°C ([Fall and Ukar, 2016](#); [Rodrigues, 2008](#); [Weger et al., 2019](#)).

Cette incohérence est aussi soutenue par des apports en Ba parfois très élevés dans certains beef, allant jusqu'à 2997,00 ppm (Figure 172). De ce fait, cela nécessiterait un apport additionnel de Ba aux quelques centaines de ppm transférés et ayant appauvris les shales. Le fluide parent pourrait alors avoir une origine hydrothermale avec un fluide enrichi en Ba en contexte de système ouvert.

Les teneurs en métaux lourds dans les beef sont très faibles, et pour certaines indétectables à l'ICP-MS (Figure 172, Figure 173 et Figure 174). Ces anomalies négatives sont typiques d'un environnement réducteur ([Morford and Emerson, 1999](#); [Pattan and Pearce, 2009](#); [Thomson et al., 1995](#); [Tribovillard et al., 2006](#)).

Dans la région d'Huncal et Lechuzá, Hun1 montre un faible appauvrissement des teneurs en traces sur le spectre du beef « inside » Hun1-inside (Figure 173) recoupant le beef Hun1-top et Hun1-bottom. Cet appauvrissement dans le beef sécant est la signature d'un fluide tardif appauvri en traces.

De plus, les trois analyses dans le beef de Hun1 présentent de très fortes anomalies positives en Ce. Un enrichissement en cet élément est indicateur de conditions oxydantes ([Bau and Möller, 1992](#); [Elderfield, 1988](#); [Ritter et al., 2015](#); [Wood, 1990](#)). Ces conditions oxydantes montrent que ce beef pourrait être bien plus tardif que les autres (mis en place sous des conditions réductrices), ou qu'il aurait été réutilisé comme voie de migration par un fluide oxydant tardif engendrant une recristallisation de la calcite, comme suggéré par [Weger et al., \(2018\)](#).

Excepté le beef Hun1, les autres beef présentent des anomalies négatives en Ce. Ces anomalies sont typiques des spectres de sédiments carbonatés marins ([Armstrong-Altrin et al., 2003](#); [Bau and Dulski, 1999](#); [Kamber and Webb, 2001](#)). Cela indique également que le  $Ce^{3+}$  prédomine ([Murthy et al., 2004](#)), et suggère une fois de plus une mise en place dans un environnement réducteur ([Bau and Alexander, 2006](#)).

L'enrichissement général des beef en REE indique un lessivage de la roche encaissante ([Ling and Liu, 2002](#)). La tendance globale à une légère anomalie positive en LREE indique que les spectres des eaux marines, des sédiments et des carbonates marins doivent être contrôlés par d'autres facteurs tels que la quantité d'apport terrigène, la remobilisation, ou un environnement réducteur pendant la diagenèse ([Armstrong-Altrin et al., 2003](#); [Liu et al., 1988](#); [McLennan, 1989](#); [Morad et al., 2010](#)). Le comportement des spectres de HREE plats à légèrement positifs traduit des précipitations provenant des fluides marins ([Ritter et al., 2015](#)).

Les beef composés de plusieurs générations indiquent une composition constante du fluide entre le haut et le bas de la génération. Cette observation atteste de leur mise en place synchrone. En revanche, comme indiqué sur l'échantillon PC2 sur la Figure 174, la composition du fluide change d'une génération à l'autre. Néanmoins, trop peu de beef composés de génération multiples ont été analysés pour déterminer si une tendance d'appauvrissement ou d'enrichissement se dégage entre les différents stades de cristallisation.

## 2. Interactions avec les veines transverses

Les veines transverses analysées à Huncal et Lechuza recoupent les beef, attestant leur postériorité. Les compositions de la veine secant-Hun2 indiquent un fluide très similaire à celui du beef recoupé Hun2. La composition du fluide ne variant pas, la mise en place de la veine transverse est considérée quasi synchrone à celle du beef. La légère anomalie négative en Eu indique un fluide avec une température plus faible et ayant lessivé la roche encaissante ([Bau and Möller, 1992](#); [Campbell et al., 1984](#); [Debruyne et al., 2013](#); [Ling and Liu, 2002](#); [Wood, 1990](#)). De plus, les anomalies négatives de l'Eu dans les sédiments marins sont généralement attribuées à la présence d'une composante feldspathique ([Huff et al., 1998](#); [Pellenard et al.,](#)



[2003](#)). Les teneurs appauvries en REE pour Secant-Lech1 comparées à celles du beef Lech1 qu'elle recoupe indiquent une remobilisation des carbonates à de plus faibles températures ([Bau and Möller, 1992](#)). Les eaux les plus froides dissolvent plus les carbonates que les eaux chaudes, ceci aidant à la remobilisation. Le fluide ayant alimenté les veines Secant-Hun1 et Hun2 (respectivement valeurs moyenne de Ba 40,85 et 45,34 ppm) ne présente pas la même composition en Ba que celui ayant alimenté Secant-Lech1 et Lech1 (respectivement valeurs moyenne de Ba de 0,10 et 4,75 ppm). Les mêmes observations sont faites pour le V et le Cu (Figure 177 et Figure 178). Ainsi, le beef et la veine transverse étudiés de Huncal n'ont pas la même histoire diagénétique que ceux de Lechuza, malgré la proximité des affleurements (9km). En plus de la différence de composition, les teneurs élémentaires du beef de Lechuza montrent des températures de fluide parent plus chaudes que celles de la veine transverse qui le recoupe. Ce beef s'est donc mis en place plus précocement avec soit i) un fluide parent plus enrichi dans un contexte d'enfouissement plus important, ou soit avec ii) un fluide hydrothermal en contexte de système ouvert. Le beef de Lechuza présente un fluide parent similaire à celui de son encaissant, attestant d'une mise en place du beef très proche de celle de la veine transverse en contexte compressif au Paléocène supérieur.

Les sets de fractures de Puerta Curaco comportent des teneurs élémentaires divergentes (Figure 180), indiquant un fluide parent légèrement différent. Néanmoins, les deux fluides sont dans la gamme des teneurs élémentaires des beef étudiés sur cet affleurement. Ces observations ainsi que celles faites dans le [chapitre III](#) montrent que i) ils comportent des fluides parents différents, et que donc ii) tous les beef ne se sont pas mis en place en même temps, et que iii) du fait de leur similarité de composition, les sets de fracture ont été alimentés par le même fluide parent que certains beef et sont donc synchrones à la période englobant la génération de ces beef.

### 3. Interactions avec les cendres

Les beef de PCash2 présentent tous deux un spectre similaire, indiquant une mise en place synchrone. La précipitation de calcite ayant été alimentée par le même fluide. Leurs très fortes anomalies positives en Ni avec des teneurs allant 217,48 ppm pour PCash2 top et 751,46 ppm pour PCash2 bottom, observées uniquement sur cet échantillon, ne peuvent pas se corréliser avec les légères anomalies négatives en Ni dans les cendres comportant des teneurs maximales en Ni de 84,25 ppm ni dans les shales encaissants ayant une valeur maximale de 53,77 ppm. Le Ni proviendrait donc d'une source externe, confirmant une mise en place de ces beef dans un système ouvert.

Les cendres ne comportent presque pas de Ba, avec des valeurs maximales de 85,19 ppm. Or les beef à leur contact présentent des teneurs en Ba allant jusqu'à 197,50 ppm (Figure 175). Cela implique que soit i) le Ba provient du shale encaissant lessivé de l'autre côté de

beef, ou que soit ii) le Ba provient d'un apport extérieur impliquant un système ouvert. Mais en aucun cas les cendres pourront fournir le Ba présent dans les beef.

Pour la composition des cendres, les fortes anomalies positives en Ca, Mn, et Sr (Figure 175) indiquent la mise en place d'un ciment calcitique au cours de la diagenèse. En revanche, les critères de différenciation pétrographiques utilisés pour différencier Ash1 de Ash2 dans l'échantillon PCash2 de la Figure 176 ne sont pas viables, les teneurs étant les mêmes pour les deux parties.

#### 4. Interactions avec les shales encaissants

L'absence de variation de comportement d'un spectre à l'autre des shales encaissants, de 1 à 15 cm du beef, indique que le lessivage de la roche encaissante est soit supérieur, soit inférieur à cette gamme-là. Les anomalies positives de Ca, Sr et Cs montrent que les beef se mettent place préférentiellement dans des shales carbonatés. Ces résultats confortent les observations déduites dans le [chapitre II](#) pour la corrélation entre les beef et le pourcentage de carbonates présents dans la roche encaissante. Les anomalies négatives en Ba dans les shales peuvent s'expliquer par un lessivage de la roche, drainant le Ba dans les beef et démontrant ainsi un système fermé. Néanmoins, comme discuté précédemment, certaines valeurs de Ba étant six fois plus élevées que celles des NASC impliqueraient un apport de fluide parent extérieur. De plus, l'appauvrissement en métaux lourds dans les beef, et l'enrichissement de ceux-ci dans les shales (Figure 181 et Figure 213) suggèrent un fluide externe apportant des métaux lourds qui viendrait se piéger dans les shales. Dans cette situation, le système serait ouvert. Néanmoins, la composition de la roche encaissante varie généralement à l'échelle du millimètre ou du centimètre. Cette analyse n'est pas suffisamment concluante du fait de l'espacement des échantillons ainsi que de leur faible quantité (4 échantillons).

Les deux milieux des shales et cendres présentent des teneurs trop faibles en Ba, étant un minéral très peu soluble, ce qui confirme l'hypothèse d'un milieu ouvert avec l'apport d'un fluide externe.

#### 5. Datation U / Pb

Les datation U/Pb nous renseignent sur l'âge de formation de la calcite. Cette donnée peut s'avérer grandement nécessaire dans ce manuscrit pour contraindre le timing de mise en place des beef. Néanmoins plusieurs analyses avec Nicolas Godeau (sur les beef des carottes sédimentaires et des affleurements), et avec Benjamin Brigaud (sur les beef des carottes sédimentaires) se sont avérées infructueuses, les très faibles teneurs en uranium ne permettent pas de faire de datation U/Pb. Même si les shales de part et d'autre du beef sont assez riches

en U, la calcite reste très appauvrie. L'environnement était certainement trop réducteur au moment de la formation des beef, l'eau ne contenait pas d'U dans les beef. En effet, à l'état  $U^{4+}$  l'uranium est difficilement mobilisable.

### III. Composition, température et pression lors du piégeage des fluides

#### A. Analyse des clumped isotopes $\Delta 47$

##### 1. Méthode

Le géothermomètre des clumped isotopes  $\Delta 47$  constitue un outil isotopique permet de reconstruire simultanément et précisément la température de formation des ciments diagénétiques et la composition isotopique en oxygène des fluides ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ ) à partir desquels les ciments ont précipité. Pour plus d'informations sur cet outil, le lecteur est invité à se référer au [chapitre I partie 1 paragraphe IV.C.2.b.](#)

L'analyse des clumped isotopes sur les beef de Vaca Muerta présentée dans ce manuscrit a été effectuée par Xavier Mangelot, postdoctorant au Californian Institute of Technology. Les mêmes poudres ayant servies lors des analyses sur les majeurs et les traces ont été utilisé pour les analyses clumped isotopes. Les résultats des mesures du  $\Delta 47$  « Haute résolution » sont présentés dans la Figure 183. Ces données ont toutes été trépliquées. La barre d'erreur est de +/- 10°C. Les erreurs des mesures du  $\Delta 47$  sont très bonnes, le spectromètre ayant été très stable dans le temps. Les estimations de température sont par conséquent assez précises, reportées ici avec un intervalle de confiance à 1 sigma.

Les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  ont été acquises en mesure bulk en IRMS. Ces résultats présentent une homogénéité du  $\delta^{18}\text{O}$  aux alentours des -10‰ pour les beef et des -7‰ pour les veines transverses ainsi que pour la génération 3 du beef PC2. Les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  quant à elles, indiquent des teneurs autour de 0‰.

Outcrop	Sample	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$	$D_{47}$	$D_{47}$ errors	$D_{47}$ errors	T(D47) errors with 1SE			$\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$		
		(‰ VPDB) +-STD	(‰ VPDB) +-STD	(CDES90) <sup>(1)</sup>	STD (‰)	SE (‰)	Mean (°C)	Min	Max	‰ (SMOW) <sup>(3)</sup>			
Puerta Curaco	G3 bottom	-9.13	0.09	-0.09	0.15	0.394	0.021	0.012	124	133	115	6.5	
	G2 bottom	-9.93	0.02	1.85	0.04	0.386	0.020	0.012	130	140	121	6.8	
	G1 bottom	-10.24	0.11	1.58	0.04	0.377	0.020	0.012	137	147	128	7.0	
	G1 top	-10.40	0.12	-0.73	0.07	0.372	0.009	0.005	141	146	137	5.4	
	G2 top	-10.25	0.08	0.62	0.06	0.395	0.007	0.004	123	127	120	0.8	
	G3 top	-7.75	0.18	0.85	0.13	0.470	0.014	0.008	77	81	73	11.7	
	Median Zone	-9.93	0.08	-0.88	0.55	0.344	0.013	0.009	167	176	157	9.5	
	Bottom	-10.75	0.06	-0.97	0.05	0.339	0.021	0.012	172	185	160	9.0	
	PCash2	Top	-10.67	0.08	-1.23	0.05	0.334	0.010	0.006	177	184	171	9.4
	SecantPC1	Total	-7.75	-	0.54	-	0.421	-	-	105	-	-	6.6
Huncal	SecantPC2	Total	-7.13	-	-0.64	-	0.457	-	84	-	-	4.9	
	Hun2	Bottom	-10.42	0.08	0.75	0.06	0.396	0.016	0.009	123	130	116	5.7
	Top	-10.62	0.07	1.72	0.11	0.408	0.016	0.009	114	120	108	4.6	
	Secant-Hun1	Total	-8.71	0.09	-1.05	0.07	0.451	0.011	0.007	87	91	84	3.7

Figure 183 : Tableau des résultats des analyses clumped isotope  $\Delta 47$  sur les beef des affleurements de Puerta Curaco et de Huncal.

## 2. Résultats

La Figure 184 illustre les températures de piégeages pour la partie supérieure et inférieure du beef Hun2, ainsi que celle de la veine transverse le recoupant. Les deux mesures dans le beef sont similaires avec respectivement des valeurs de 114°C et 123°C. La valeur de température de 84°C de la veine transverse est d'environ 30°C plus froide que le beef qu'elle recoupe. La veine transverse étant plus froide, il se peut qu'elle ait dissout les carbonates environnants.

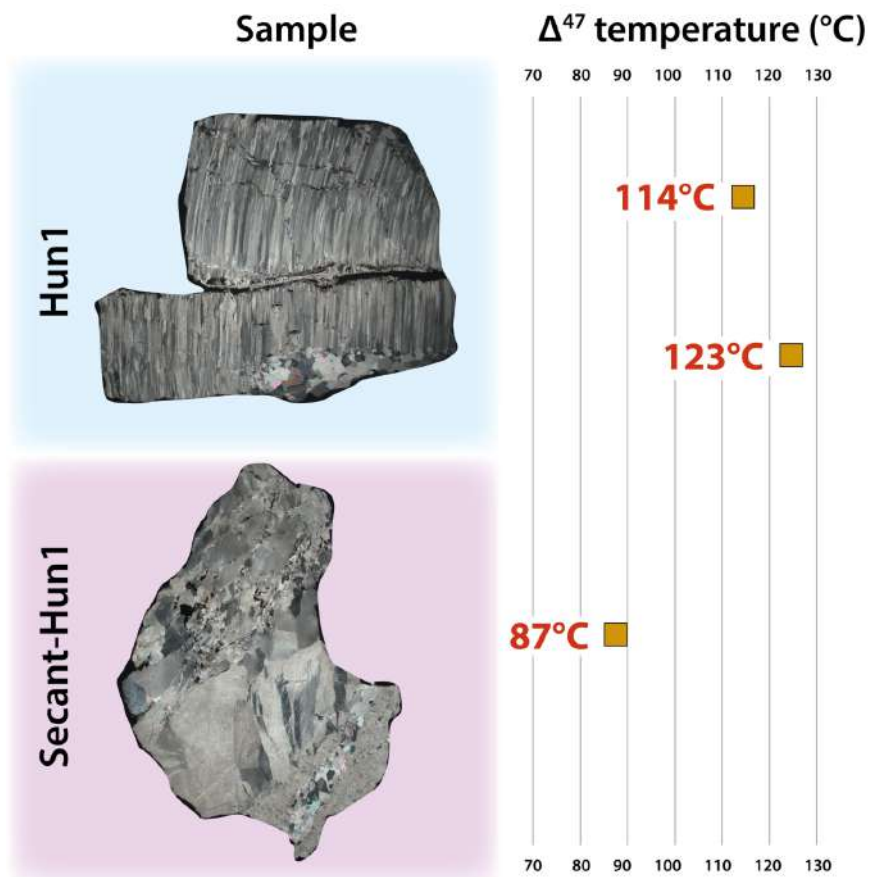


Figure 184 : Valeurs des résultats du  $\Delta^{47}$  sur le beef Hun2 et sa veines transverse Secant-Hun1 le recoupant provenant de l'affleurement de Huncal

La Figure 185 reporte les données de température du  $\Delta^{47}$  sur les beef de l'affleurement de Puerta Curaco ainsi que les veines transverses du set 1 et du set 2. Les températures de piégeage semblent être identiques pour les beef en contact sur la zone supérieure ( $T=177^\circ\text{C}$ ) et la zone inférieure ( $T=172^\circ\text{C}$ ) d'une cendre (PCash2) (Figure 185). Les deux sets de fractures set1 et set 2, ont en revanche des températures respectivement de  $70^\circ\text{C}$  et  $90^\circ\text{C}$  plus faibles avec respectivement des valeurs de  $105^\circ\text{C}$  et  $84^\circ\text{C}$ . Le beef PC2 comportant plusieurs générations de calcite présente d'importantes variations de température ( $\Delta = 100^\circ\text{C}$ ). Dans une même génération, les températures apparaissent similaires pour la partie inférieure et la



partie supérieure à la zone médiane. Ainsi, la génération présente des températures de 141°C et 137°C, la génération 2 présente des valeurs de 123°C et 130°C, et la génération présente des valeurs de 124°C et 77°C. De plus, la température la plus élevée (177°C) se situe au niveau de la zone médiane. Les températures semblent ensuite diminuer de la génération 1 à la génération 3.

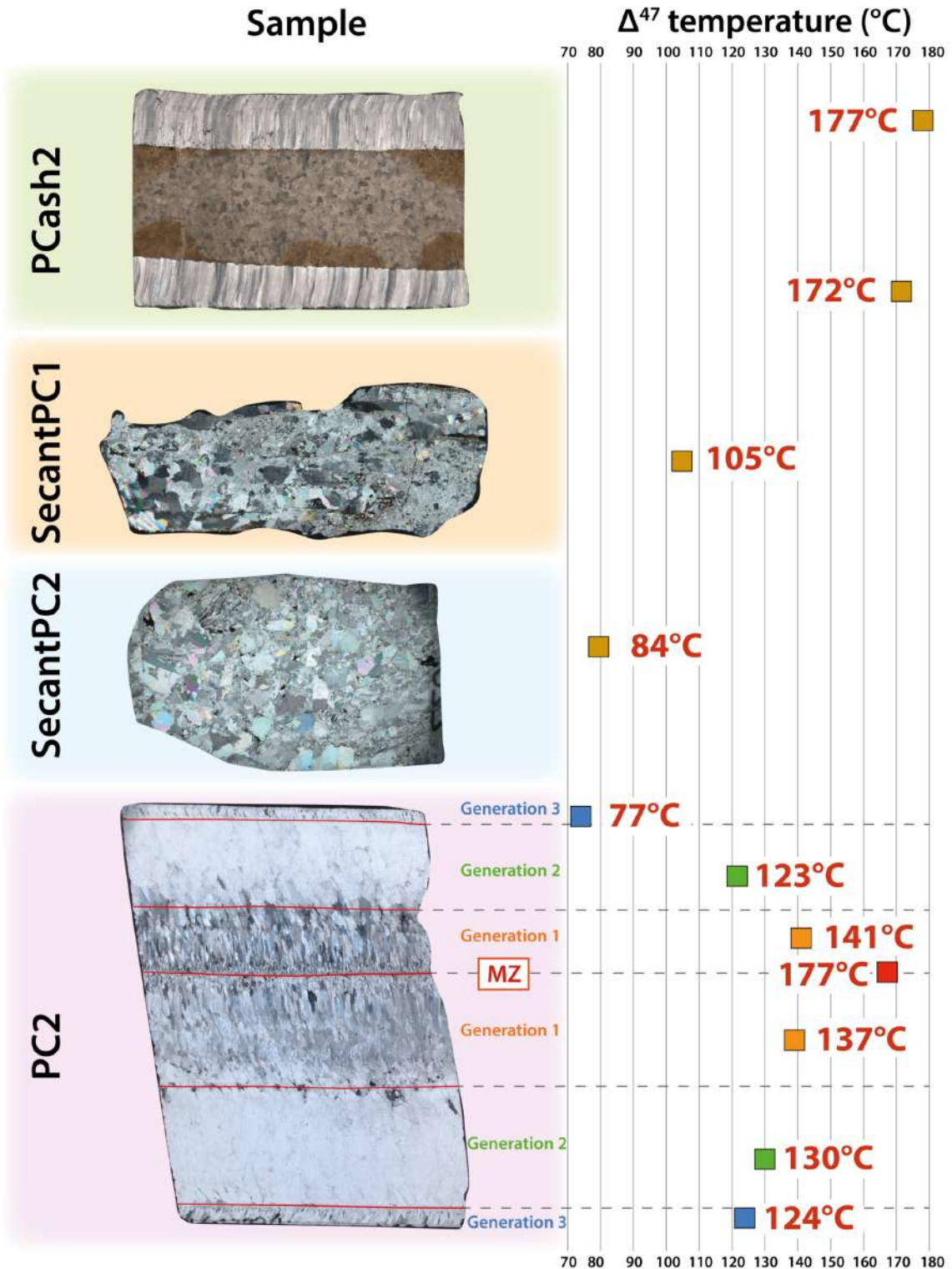


Figure 185 : Valeurs des résultats du  $\Delta 47$  sur les beef et les veines transverses de l'affleurement de Puerta Curaco.

## B. Analyse des inclusions fluides

### 1. Méthode

Les analyses d'inclusions fluides dans les beef de Vaca Muerta ont été réalisées au cours d'un stage de Master 2 par Franck Amoïh. Les données présentées ci-dessous ont toutes été acquises par Franck sous l'encadrement de Jacques Pironon dans les locaux du CREGU – Université de Lorraine.

Les inclusions fluides nous donnent des renseignements des conditions au moment du piégeage sur la salinité du fluide, la composition des gaz, ainsi que les pressions et températures. Le but étant, en partie, de comparer les données de température des inclusions fluides avec celles de la littérature et celles des données acquises via la méthode des clumped isotopes par Xavier Manguot.

Pour cette batterie d'analyses géochimiques, nous avons essayé d'être les plus cohérents possible, tentant d'utiliser les mêmes échantillons sur les différents outils géochimiques (analyses pétrographiques, analyses des éléments majeurs, traces et REE, analyses des clumped isotopes, analyses des inclusions fluides et analyses isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$ ). Un set de lames minces représentatives des différentes caractéristiques des beef a donc été sélectionné. Ainsi, des beef provenant des affleurements de Lechuza (Lech1 et Secant Hun1) et Puerta Curaco (beef 60, PCash1 et PC2), et des carottes sédimentaires (Well-E, Well-I et Well-J) ont pu être analysés. Il est à noter que l'échantillon beef 60 est un microbeef, PCash1 est un beef à l'interface d'une cendre et d'un shale, et PC2 est un beef dans un shale comportant plusieurs générations de calcite. Lech1 et Secant-Lech1 sont respectivement le beef et la veine transverse qui la recoupe. Pour les échantillons des puits, Well-E se situe dans un puit avec une  $R_0=1,40\%$ , Well-I se situe dans un puits avec une  $R_0=0,93\%$ , et Well-J se situe dans un puits avec une  $R_0=0,73\%$ .

Compte tenu des très faibles quantités d'inclusions et / ou de leur taille insuffisante ( $<5\ \mu\text{m}$ ), plusieurs échantillons ont dû être écartés. Sur les 15 lames présélectionnées, seulement 7 présentaient des conditions d'analyses suffisamment bonnes pour être traitées.

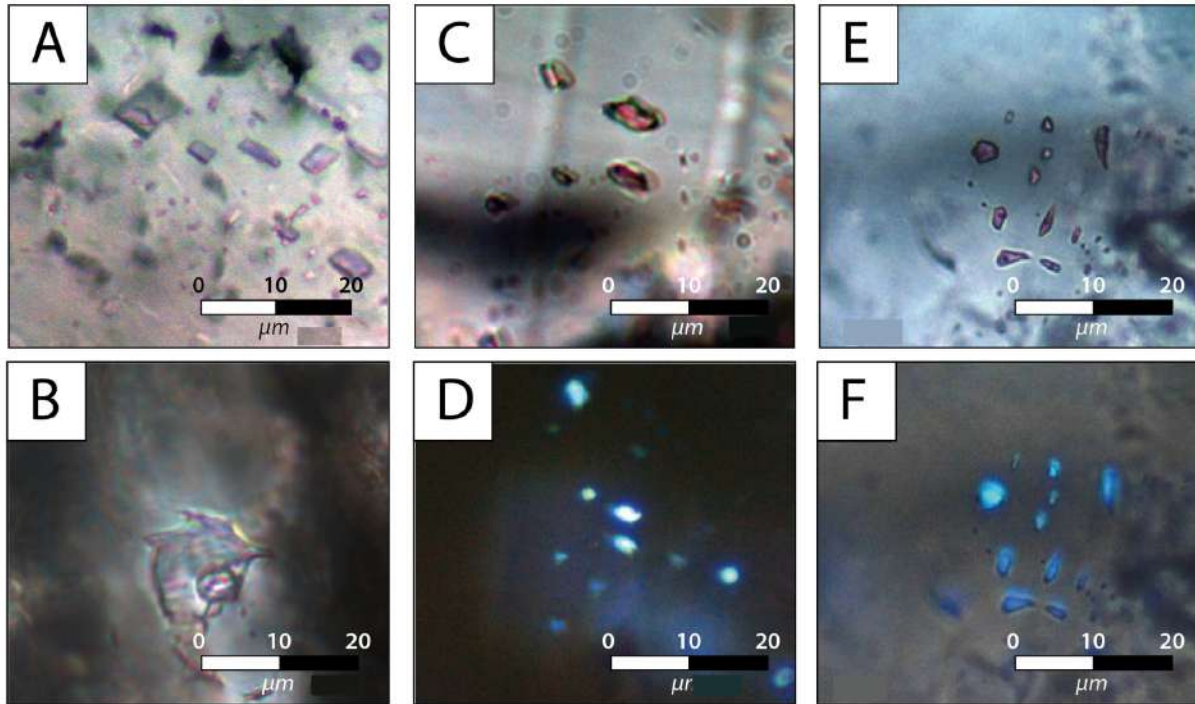


Figure 186 : A. Inclusions biphasées aqueuses en cluster. B. Inclusions biphasées aqueuses isolée. C. Inclusions monophasées hydrocarbonées. D. Inclusions monophasées hydrocarbonées sous lumière UV. E. Inclusions biphasées hydrocarbonées. F. Inclusions biphasées hydrocarbonées sous lumière UV. Les images ont été acquises par Franck Amoih.

De façon générale, les inclusions sont toutes très petites avec une taille ne dépassant jamais les 10  $\mu\text{m}$  (Figure 186). Deux catégories d'inclusions ont été repérées ; les inclusions fluides aqueuses (Figure 186 A & B) et les inclusions fluides hydrocarbonées (Figure 186 C, D, E & F). Les inclusions hydrocarbonées ont pu être séparée en deux types : monophasées (Figure 186 C & D) et biphasées (Figure 186 E & F). Il est important de noter que la petite taille des inclusions et des plans d'inclusions, ainsi que la faible transparence des fibres de calcite rendent souvent complexe la classification temporelle relative des inclusions (primaire, secondaire, et pseudo-secondaire).

## 2. Salinité et $\text{CH}_4$ dissous des fluides aqueux

Les inclusions fluides aqueuses comportent une salinité supérieure à celle de l'eau de mer, variant de 5,8 à 28,6 (% pds eq. NaCl). Ces salinités présentent des teneurs enrichies par rapport à celle de l'eau de mer à 3,5 (% pds eq. NaCl). La représentation des salinités en fonction des températures d'homogénéisation,  $T_h$ , ne permet pas d'observer de relation évidente parmi les inclusions observées dans les différents beef analysés (Figure 187 A). Néanmoins, l'inclusion fluide analysée de Lech1 (point violet sur la Figure 187 A et C, salinité : 5,8 % pds eq. NaCl) se situe dans la veine transverse de cet échantillon et indique une salinité plus faible que celles des beef.

Il n'a pas été possible de mesurer les teneurs en CH<sub>4</sub> de toutes les inclusions mesurées en Raman. En effet, certaines inclusions présentaient des valeurs de CH<sub>4</sub> situées sous le seuil de détection du Raman. Les résultats des analyses du spectre Raman ne montrent pas de relation générale entre la concentration en méthane et les Th (Figure 187 B) ou la salinité (Figure 187 C). Néanmoins, les échantillons beef 60 (points bleus) et PC2 (points jaunes) ne sont jamais présents dans la même zone. Ces observations suggèrent une composition de fluide et une température de piégeage différentes entre les deux beef.

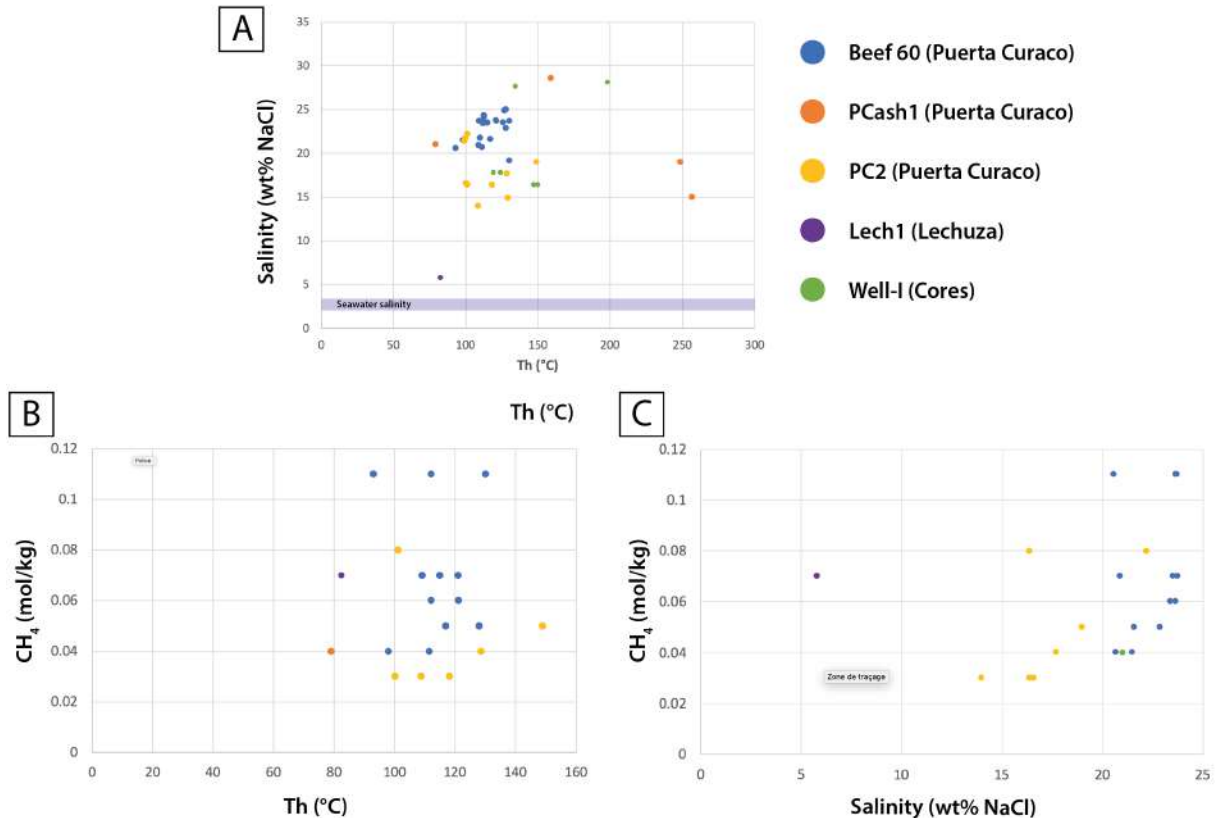


Figure 187 : A. Th vs salinité des inclusions aqueuses des échantillons des affleurements Puerta Curaco et Lechuza, ainsi que du puits I. B. Th vs CH<sub>4</sub> des inclusions aqueuses des échantillons des affleurements Puerta Curaco et Lechuza, ainsi que de la carotte sédimentaire C. Salinité vs CH<sub>4</sub> des inclusions aqueuses des échantillons des affleurements Puerta Curaco et Lechuza, ainsi que de la carotte sédimentaire du puits I.

L'étude des inclusions aqueuses révèle qu'elles ne renferment pas les gaz N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>S. Néanmoins le pic du N<sub>2</sub> sur le spectre Raman d'une inclusion fluide aqueuse comportant une phase gazeuse est attribué à celui de l'azote atmosphérique. Il est identique au pic du N<sub>2</sub> contenu dans le signal Raman du beef (Figure 188).

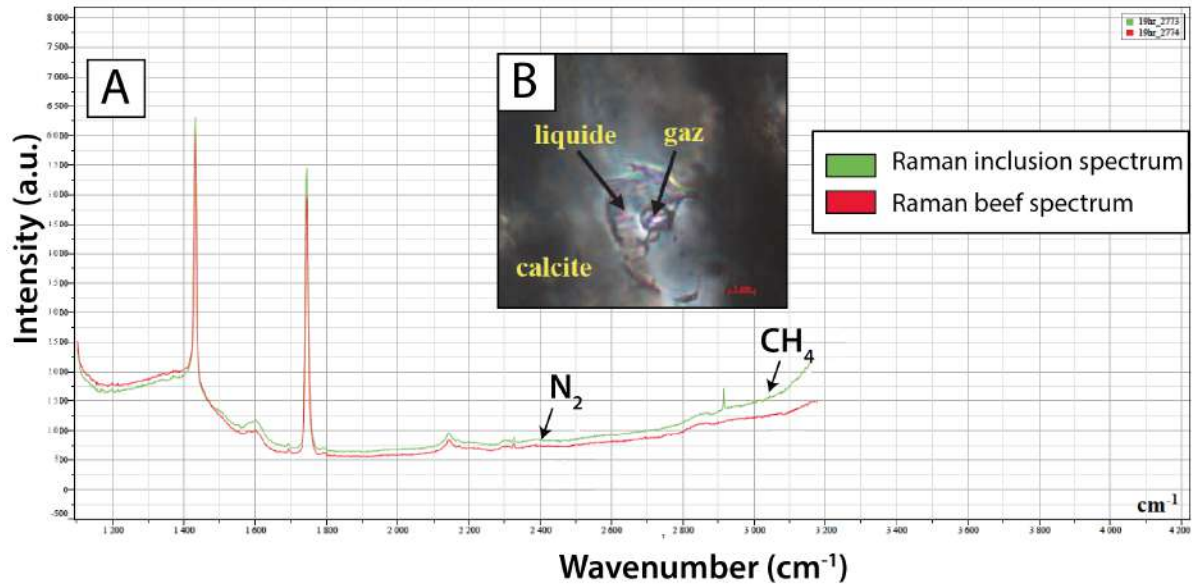


Figure 188 : Spectres Raman à froid. A. Spectres Raman d'une inclusion aqueuse (phase gazeuse) en vert et d'un beef en rouge B. image de l'inclusion aqueuse biphasée avec une phase aqueuse et une phase liquide. Cette figure provient du rapport de stage de Master 2 de Franck Amoïh.

Il est à noter que l'analyse FT-IR réalisée sur les inclusions hydrocarbonées n'a pas été concluante. En effet, aucune donnée quantitative de CH<sub>4</sub>, d'alcane ou de CO<sub>2</sub> n'a été obtenue et la maturité de l'huile n'a pu être déterminée.

Les fractions volumiques (Fv) des phases gazeuses (non fluorescentes) des inclusions fluides hydrocarbonées ont pu être déterminées. Le logiciel PIT a permis de modéliser les inclusions hydrocarbonées à partir des paramètres Fv et Th afin d'obtenir les solutions ( $\alpha$  : fractions lourdes,  $\beta$  : fractions légères y compris le méthane). Cette modélisation révèle que, bien que ces inclusions aient des Th et des Fv différentes, les solutions ( $\alpha$  et  $\beta$ ) sont quasiment similaires pour toutes les inclusions hydrocarbonées étudiées. D'un point de vue compositionnel, la fraction molaire de méthane dans ces inclusions varie de 0,46 à 0,64 (Figure 189). Elle traduit la présence d'huile très légère (0,46) à légère (0,64) dans les inclusions hydrocarbonées étudiées.

Sample	T <sub>h</sub> (°C)	Fv (%)	( $\alpha, \beta$ )	CH <sub>4</sub>
PCash1	87	42	(0.83, 0.63)	0.64
PCash1	61.9	8	(0.89, 0.52)	0.46
PCash1	56.9	7	(0.88, 0.52)	0.46
PC2	54.5	13.6	(0.86, 0.59)	0.57
PC2	155	40	(0.89, 0.59)	0.55
Lesc1	43	4.5	(0.87, 0.54)	0.5
Lesc1	43	5	(0.87, 0.55)	0.51
Lesc1	55.1	7.3	(0.87, 0.58)	0.55

Figure 189: Composition des inclusions hydrocarbonées. Les quantités de gaz sont des fractions molaires comprises entre 0 et 1.



### 3. Température d'homogénéisation des inclusions aqueuses et hydrocarbonées

L'ensemble des données  $T_h$  des inclusions aqueuses et hydrocarbonées sont reportées sur la Figure 190. Les gammes des  $T_h$  varient de 74,7°C à 266,6°C pour les inclusions aqueuses, et de 26,7°C à 155°C pour les inclusions hydrocarbonées. Un mode se dégage pour les aqueuses à 102,5°C et à 32,5°C pour les hydrocarbonées.

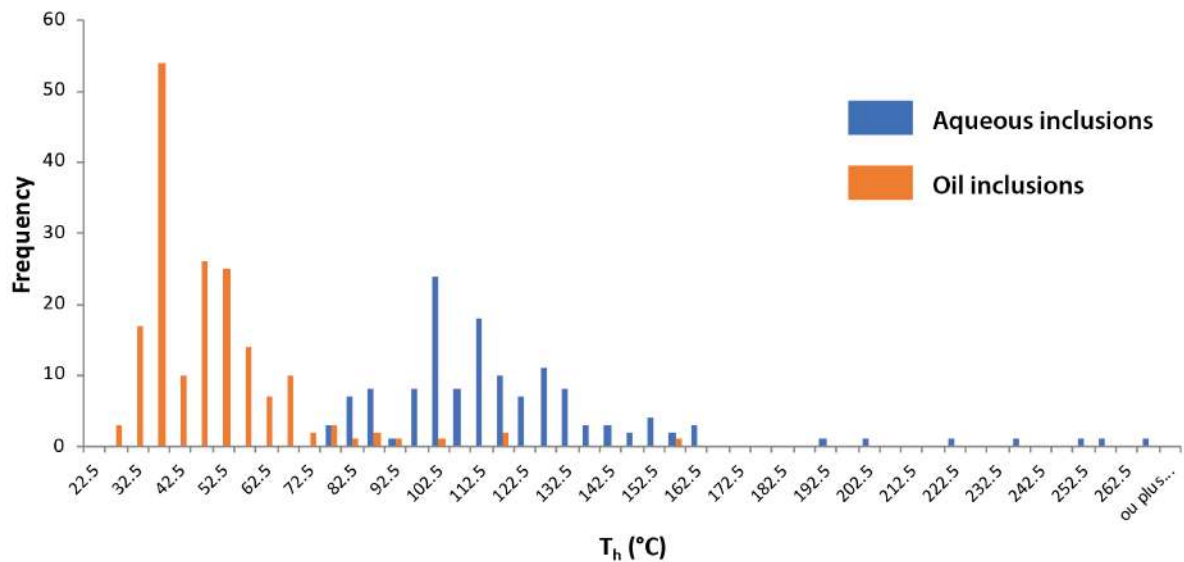


Figure 190 : Compilation des données  $T_h$  pour les inclusions aqueuses et hydrocarbonées mesurées dans les échantillons de terrain et de carotte des beef de Vaca Muerta.

L'une des problématiques de cette thèse, est de contraindre le timing de mise en place des beef. S'agit-il d'un seul évènement synchrone à l'échelle du bassin et de l'affleurement ? ou est-ce plusieurs épisodes distincts dans le temps ? Pour répondre à cette question, il est important traiter les données d'inclusions fluides beef par beef, comme illustré sur la planche de la Figure 191. Les deux catégories d'inclusions n'ont pas systématiquement pu être identifiées et analysées dans les échantillons. C'est pour cela que certains histogrammes de la Figure 191 comportent uniquement des données d'inclusions hydrocarbonées ou aqueuses.


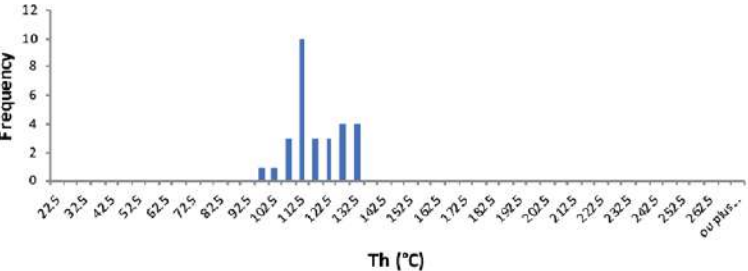

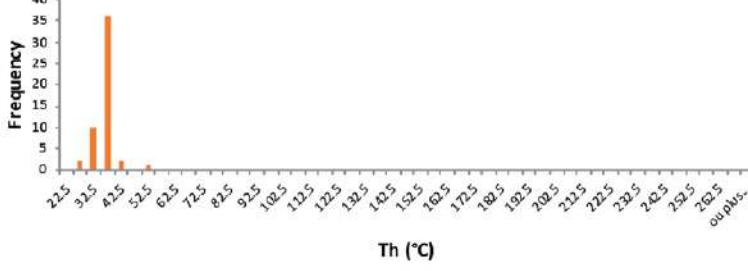

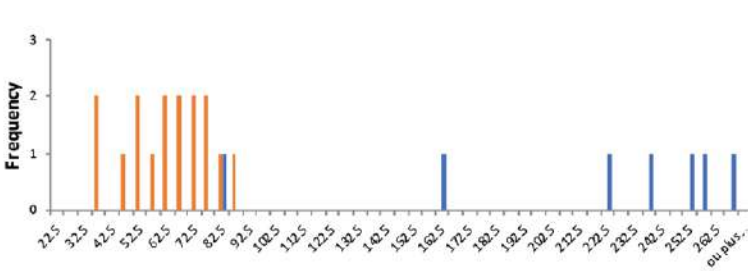

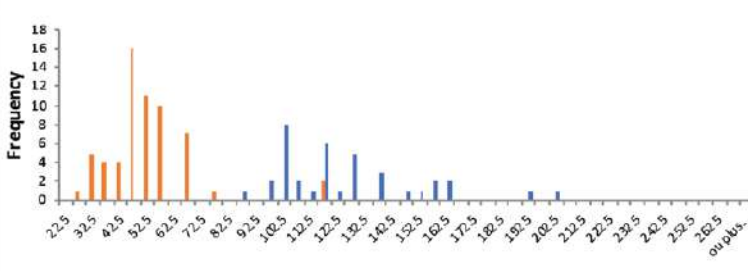

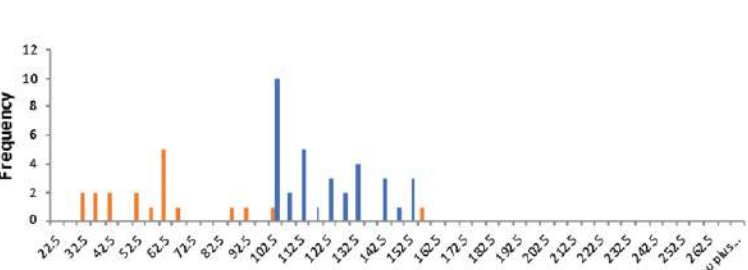

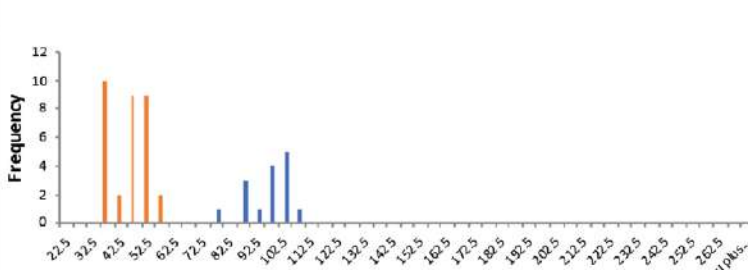
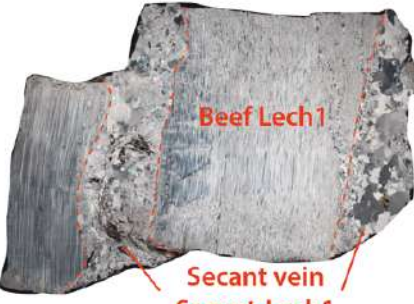
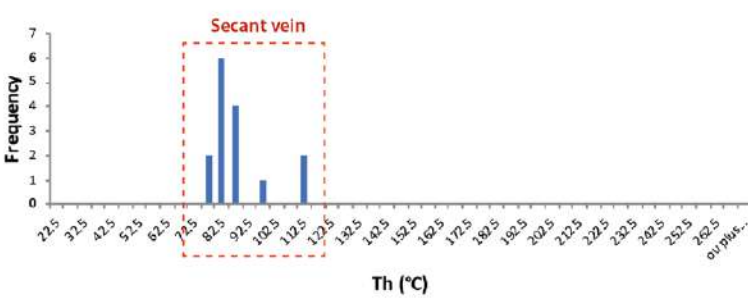
Outcrops			Cores		
	Photography LPA	Fluids inclusions histograms		Photography LPA	Fluids inclusions histograms
<b>Beef 60</b>			<b>Well-E</b>		
<b>PCash1</b>			<b>Well-I</b>		
<b>PC2</b>			<b>Well-J</b>		
<b>Lech1</b>					

Figure 191 : Planche des histogrammes de Th des inclusions aqueuses et hydrocarbonées pour les beef de l’affleurement de Puerta Curaco (Beef 60, PCash1 et PC2), pour les beef de Lechuza (Lech1) et pour les beef des carottes provenant des puits I, E et J.



*a. Beef de Puerta Curaco*

Les échantillons des beef analysés à Puerta Curaco sont Beef 60, PCash1 et PC2. Seules des inclusions aqueuses ont pu être observées sur les microbeef de l'échantillon beef 60. Elles comportent des  $T_h$  allant de 93°C à 130°C avec un mode à 112,5°C.

Le beef au contact d'une cendre de l'échantillon PCash1 comporte quant à lui, des inclusions aqueuses avec un  $T_h$  allant de 79,1°C à 266,6°C sans mode évident. Ses inclusions hydrocarbonées présentent des  $T_h$  allant de 36,9°C à 85,9°C sans mode apparent.

Le beef multi-génération de PC2 présente des valeurs de  $T_h$  pour ses inclusions aqueuses allant de 99,2°C à 150°C avec un mode à 102,5°C. Ses inclusions hydrocarbonées présentent des valeurs de  $T_h$  allant de 29,4°C à 155°C avec un mode à 62,5°C.

En comparant les histogrammes de la Figure 191, le beef 60 et PC2 présentent des  $T_h$  pour les inclusions aqueuses dans les mêmes gammes. En revanche le beef de PCash1 présente des  $T_h$  bien plus élevées. Les concentrations en NaCl et CH<sub>4</sub> (Figure 187) des inclusions aqueuses de Puerta Curaco sont similaires. Il s'agirait d'une même famille d'inclusions, dont certaines (PCash1) ont subi un rééquilibrage thermique à la suite duquel elles ont enregistré de nouvelles valeurs de  $T_h$ . Les modes des  $T_h$  des inclusions hydrocarbonées sont proches, indiquant des concentrations moléculaires assez similaires (Figure 189).

*b. Beef de Lechuza*

La lame mince en Figure 191 présente le beef Lech1 ainsi que la veine transverse qui le recoupe Secant-Lech1 (délimitée par les pointillés rouges). Or seules des inclusions aqueuses ont pu être mesurées sur Secant-Lech1. Aucune autre inclusion hydrocarbonée et aqueuse n'a été analysée sur cette lame. Les  $T_h$  des inclusions aqueuses de Secant-Lech1 varient de 74,7°C à 111,5°C avec un mode à 82,5°C.

*c. Beef des puits*

Les trois échantillons se trouvent dans des puits avec des maturités différentes. Le plus mature, Well-E comporte uniquement des inclusions hydrocarbonées avec des valeurs de  $T_h$  allant de 26,7°C à 50,6°C avec un mode à 32,5°C.

Ensuite, l'échantillon Well-I comporte des valeurs de  $T_h$  pour ses inclusions aqueuses de 85,4°C à 198,1°C avec un mode à 102,5°C. Ses inclusions hydrocarbonées présentent des valeurs de  $T_h$  variant de 26,8°C à 114,9°C avec un mode à 42,5°C. L'échantillon situé dans le

puits le moins mature Well-J comporte des valeurs de  $T_h$  pour ses inclusions aqueuses allant de 76,7°C à 105,7°C avec un mode à 102,5°C et des valeurs de  $T_h$  pour les inclusions hydrocarbonées allant de 35,4°C à 56,5°C avec un mode à 32,5°C.

Les  $T_h$  des inclusions aqueuses pour les échantillons des différents puits couplées à leurs concentrations de salinité et du  $CH_4$  associé, reflètent une même famille d'inclusions (Figure 187). Néanmoins, les valeurs de  $T_h$  très élevées enregistrées pour Well-I (142,5°C à 198,1°C) suggèrent un rééquilibrage thermique. Les modes ainsi que les compositions moléculaires des inclusions hydrocarbonées (Figure 189), argumentent la mise en place d'une seule famille. L'inclusion hydrocarbonée de l'échantillon Well-I comportant un  $T_h$  à 105,7°C présente un rééquilibrage thermique.

#### 4. Modélisation PT lors de la coexistence d'inclusions aqueuses et hydrocarbonées sur l'affleurement de Puerta Curaco

Seuls les échantillons de Puerta Curaco (Beef 60, PCash1 et PC2) ont pu voir les isochores de leurs inclusions aqueuses et hydrocarbonées modélisées. Les autres échantillons présentaient des valeurs en  $CH_4$  sous le seuil de détection du Raman. Ainsi, les conditions thermodynamiques de piégeage des inclusions et le timing de formation des beef n'a pas pu être contraint sur ces deux zones.

En revanche les trois échantillons de Puerta Curaco comportaient chacun des inclusions primaires aqueuses et hydrocarbonées. Ces couples d'inclusions possèdent l'ensemble des paramètres nécessaires pour contraindre les paramètres thermobarométriques du système.

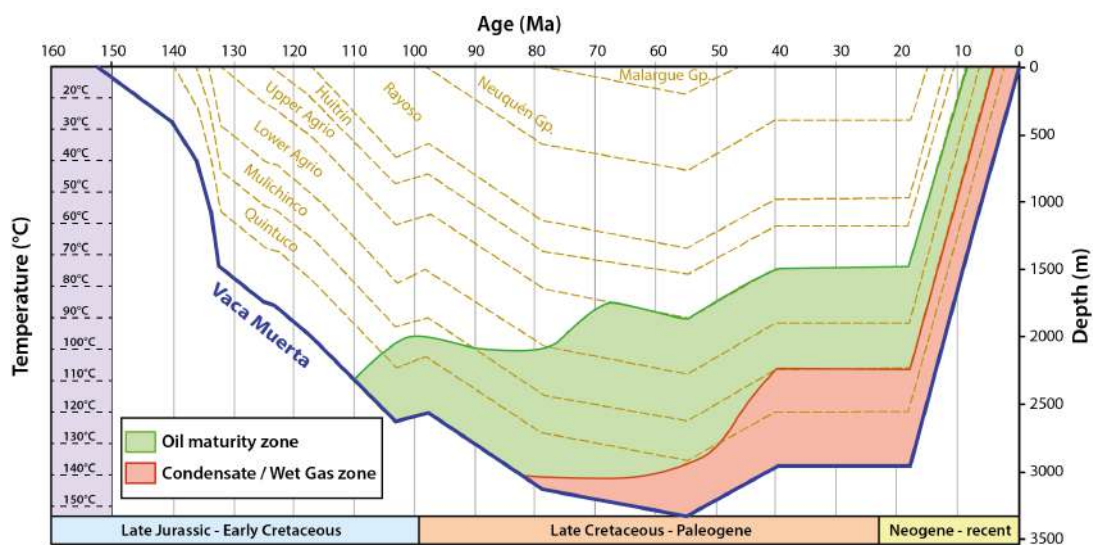


Figure 192 : Courbe d'enfouissement considérant un gradient d'enfouissement à 52,5°C pour la formation de Vaca Muerta à l'affleurement de Puerta Curaco. Modifié d'après Catalano et al., (2018).



Pour Puerta Curaco, les courbes d'évolution de la pression lithostatique et hydrostatique ont été réalisées à partir du modèle d'enfouissement proposé par Catalano et al., (2018) (Figure 192). L'histoire sédimentaire, thermique et tectonique a été reconstituée en considérant une loi linéaire moyenne empirique entre la température et la profondeur pour le bassin de Neuquén obtenue à partir des mesures de température de 2941 puits ([Sigismondi and Ramos, 2008](#)). Il est important de noter que les courbes d'enfouissement sont sectorielles et ne concernent pas tout le bassin de Neuquén. Cela, en raison du fait que les enfouissements ne sont pas uniformes à l'échelle du bassin ([chapitre I partie 2 paragraphe II.B](#)). Les auteurs ont considéré comme constant le gradient géothermique, déjà suggéré par Eberli et al., (2017) pour cette zone (30°C/km). Cette considération est peu réaliste compte tenu des épisodes de déformations et des intrusions volcaniques qu'a connu le bassin de Neuquén. La conséquence est que les courbes d'évolution en pression lithostatique et hydrostatique passent par les mêmes équilibres thermodynamiques ( $P^{\circ}$ - $T^{\circ}$ ), quel que soit le trajet (enfouissement ou exhumation). Ces courbes de pression sur les figures suivantes sont adaptées à chaque échantillon, tenant compte de leur localisation en fonction de la base de la Vaca Muerta ( $P_{hydro}$  et  $P_{Litho}$  dépendant de l'épaisseur de la pile sédimentaire).

#### *d. Échantillon beef 60*

La Figure 195 illustre les isochores d'inclusions aqueuses de l'échantillon PC2 pour la génération 1. La plupart de ces isochores se concentrent dans une zone (rectangle rouge), définie par les isochores aqueuses (droites violettes) et les courbes d'évolution lithostatique (orange) et hydrostatique (jaune) du bassin. Les isochores de cette zone permettent d'illustrer i) les gammes de températures lors du piégeage allant de **102°C** à **150°C**, et ii) la gamme d'âge de ce piégeage allant de **114 Ma** à **64 Ma** (considérant le trajet d'enfouissement de Vaca Muerta) ou de à **52** à **13 Ma** (considérant le trajet d'exhumation de Vaca Muerta). Le régime des pressions n'a pas pu être identifié du fait de l'absence d'inclusions hydrocarbonées dans cet échantillon.

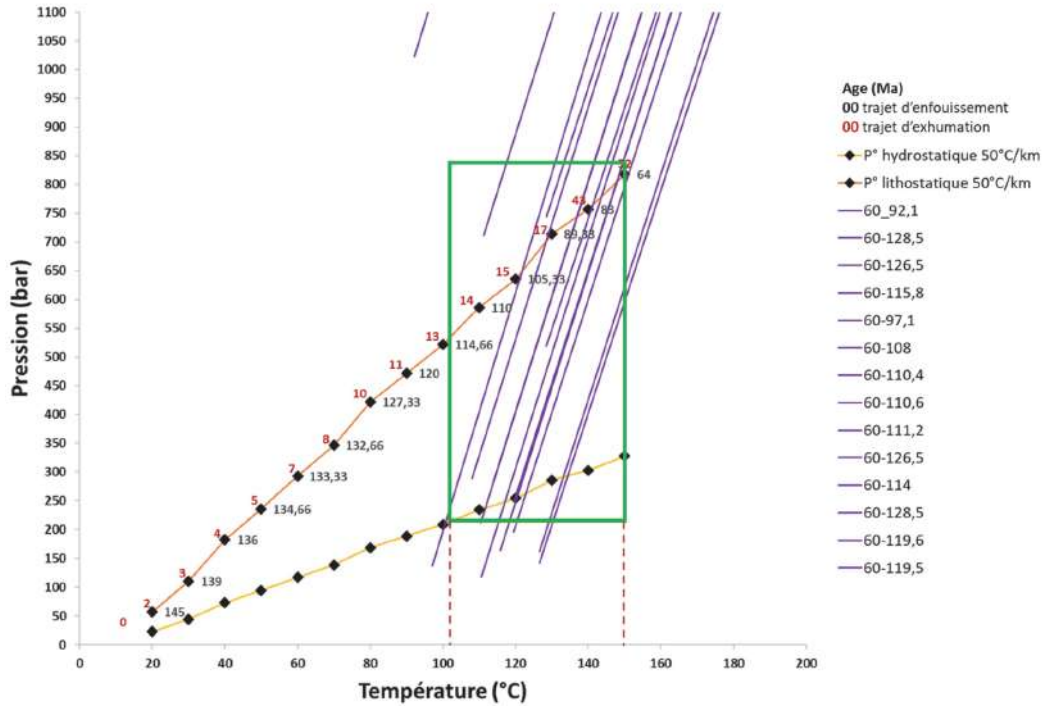


Figure 193 : Diagramme P-T des courbes d'évolution lithostatique et hydrostatique de la formation de Vaca Muerta, et les isochores (en violet) des inclusions aqueuses de l'échantillon 60 (Puerta Curaco). Ce diagramme provient du rapport de stage de Master 2 de Franck Amoïh.

#### e. Échantillon PCash1

La Figure 194 illustre les isochores d'inclusions aqueuses et hydrocarbonées de l'échantillon PCash1. Le couplage de ces deux catégories d'inclusions permet remonter aux conditions thermobarométriques de piégeage. Ainsi, l'intersection des isochores illustre i) la température de piégeage de **95°C**, ii) l'âge de ce piégeage de **114 Ma** (considérant le trajet d'enfouissement de Vaca Muerta) ou de **13 Ma** (considérant le trajet d'exhumation de Vaca Muerta), et iii) la pression de ce piégeage **35 MPa** avec une surpression de **15 MPa**. Les isochores et les isoplèthes des inclusions hydrocarbonées de couleur rouge et verte ont une tendance très similaire. Cette observation indique qu'elles sont de la même famille et ont été piégées au même instant.

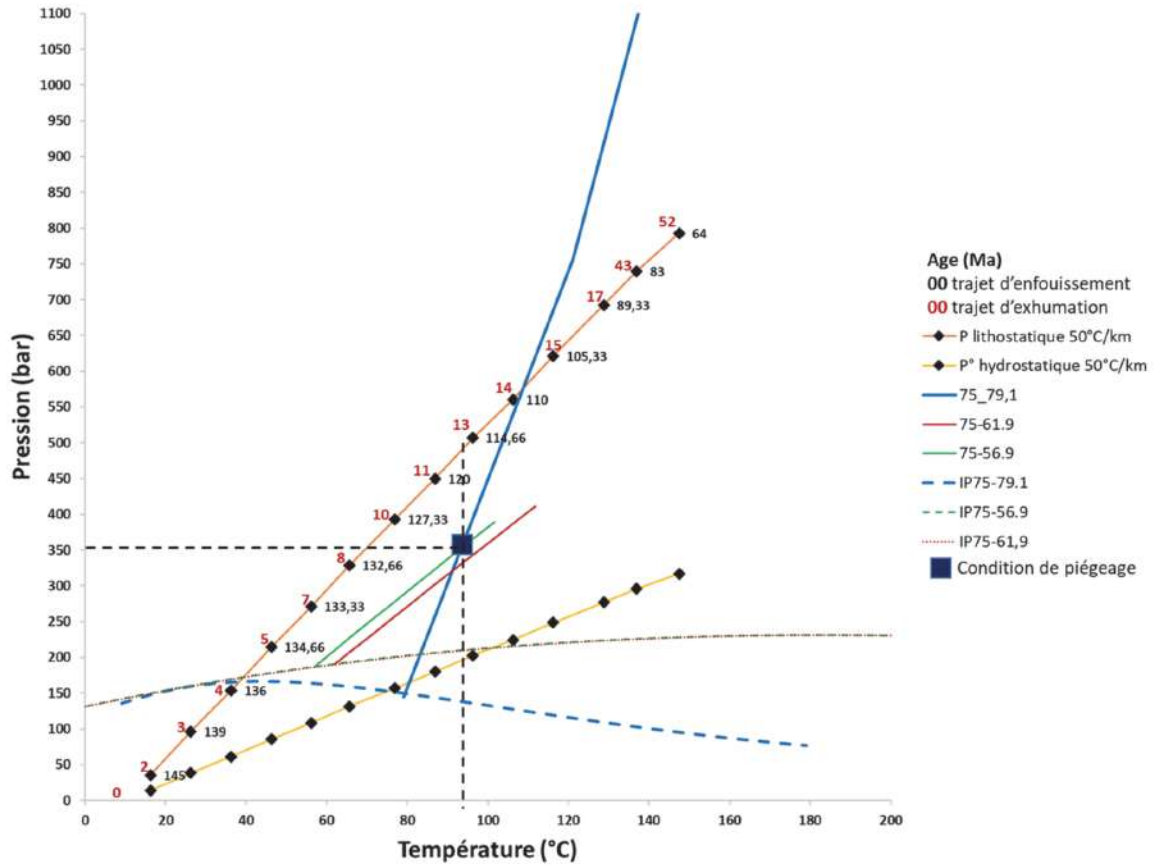


Figure 194 : Diagramme P-T des courbes d'évolution lithostatique et hydrostatique de la formation de Vaca Muerta, et les isochores (en violet) des inclusions aqueuses et les isochores (en bleu) des inclusions hydrocarbonées de l'échantillon PCash1 (Puerta Curaco). Les isoplèthes du couple d'inclusions aqueux et hydrocarbonée sont respectivement en tirets bleus et en tirets verts. Les isochores du couple d'inclusions aqueuse et hydrocarbonée sont respectivement des droites bleue et vertes. L'isochore (droite) et l'isoplèthe (tiret) de couleur rouge correspondent à une inclusion hydrocarbonée de PCash1 ayant quasiment la même isoplèthe que l'inclusion hydrocarbonée du couple d'inclusions. Ce diagramme provient du rapport de stage de Master 2 de Franck Amoih.

#### f. Échantillon PC2

La Figure 195 illustre les isochores d'inclusions aqueuses de l'échantillon PC2 pour la génération 1. La plupart de ces isochores se concentrent dans une zone (rectangle rouge), définie par les isochores aqueuses (droites violettes) et les courbes d'évolution lithostatique (orange) et hydrostatique (jaune) du bassin. Les isochores de cette zone permettent d'illustrer i) les gammes de températures lors du piégeage allant de **102°C** à **137°C**, et ii) la gamme d'âge de ce piégeage allant de **110** à **83 Ma** (considérant le trajet d'enfouissement de Vaca Muerta) ou de **43** à **14 Ma** (considérant le trajet d'exhumation de Vaca Muerta). Le régime des pressions n'a pas pu être identifié du fait de l'absence d'inclusions hydrocarbonées dans cet échantillon.

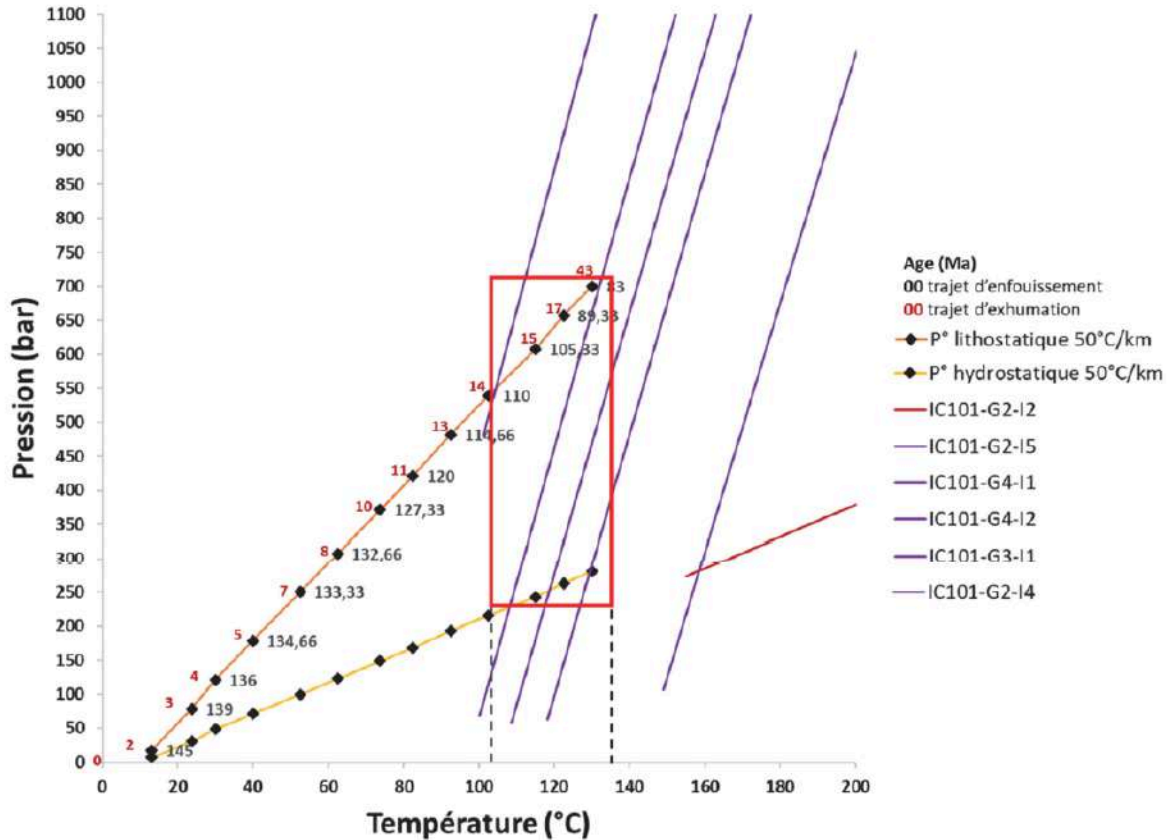


Figure 195: Diagramme P-T des courbes d'évolution lithostatique et hydrostatique de la formation de Vaca Muerta, et les isochores (en violet) des inclusions aqueuses de l'échantillon PC2 génération 1 (Puerta Curaco). Ce diagramme provient du rapport de stage de Master 2 de Franck Amoih.

La Figure 196 illustre les isochores d'inclusions aqueuses et hydrocarbonées de l'échantillon PC2 pour la génération 2. Le couplage de ces deux catégories d'inclusions permet de remonter aux conditions thermobarométriques de piégeage. Ainsi, l'interjection des isochores illustre i) la température de piégeage de **110°C**, ii) l'âge de ce piégeage de **106 Ma** (considérant le trajet d'enfoncement de Vaca Muerta) ou de **14 Ma** (considérant le trajet d'exhumation de Vaca Muerta), et iii) la pression de ce piégeage **46 MPa** avec une surpression de **25 MPa**. Les isoplèthes des inclusions hydrocarbonées de couleur rouge et verte ont une tendance très similaire. En revanche, l'isochore de l'inclusion représentée en rouge présente une  $T_h$  très élevée (>150°C). Ces observations indiquent que les inclusions hydrocarbonées sont de la même famille et que l'inclusion rouge a subi un rééquilibrage thermique.

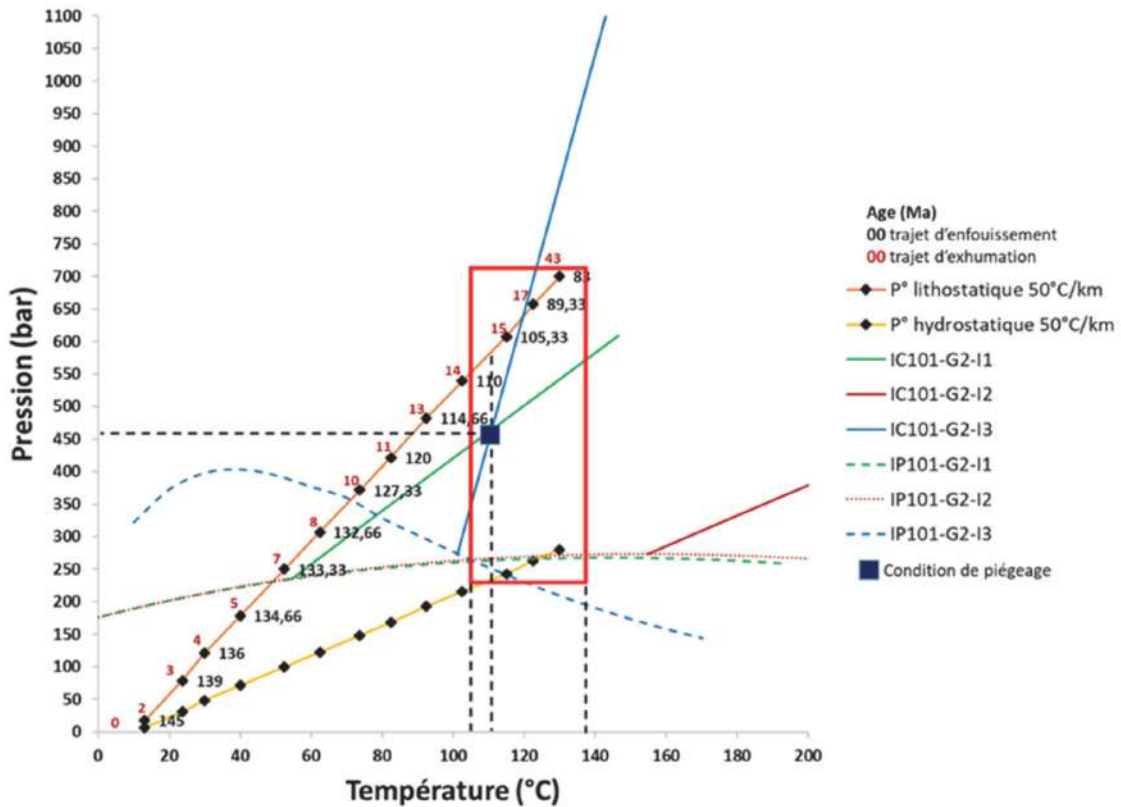


Figure 196 : Diagramme P-T des courbes d'évolution lithostatique et hydrostatique de la formation de Vaca Muerta, et les isochores (en violet) des inclusions aqueuses et les isochores (en bleu) des inclusions hydrocarbonées de l'échantillon PC2 génération 2 (Puerta Curaco). Les isoplèthes du couple d'inclusions aqueux et hydrocarbonée sont respectivement en tirets bleus et en tirets verts. Les isochores du couple d'inclusions aqueuse et hydrocarbonée sont respectivement des droites bleue et verte. L'isochore (droite) et l'isoplèthe (tiret) de couleur rouge correspondent à une inclusion hydrocarbonée de PC2 ayant quasiment la même isoplèthe que l'inclusion hydrocarbonée du couple d'inclusions. Ce diagramme provient du rapport de stage de Master 2 de Franck Amoih.

Notons que pour les PCash1 et PC2 G2, des surpressions existent car les valeurs de pression sont supérieures au gradient de  $P_{\text{Hydro}}$  (respectivement 15 et 25 MPa de plus que la pression hydrostatique). En revanche, elles ne dépassent pas la  $P_{\text{Litho}}$ , condition *sine qua non* permettant de générer la fracture horizontale et la formation du beef (Figure 194 et Figure 196).

La Figure 197 replace les échantillons des beef de Puerta Curaco analysés en thermobarométrie. Il apparaît que les beef semblent se former soit i) au début de la fenêtre huile, au cours de l'enfouissement au Crétacé inférieur, soit ii) pendant l'exhumation dans la fenêtre à gaz, de l'Éocène au Miocène, ou soit iii) il y a différentes timing de mise en place rendant les deux scénarios possibles.



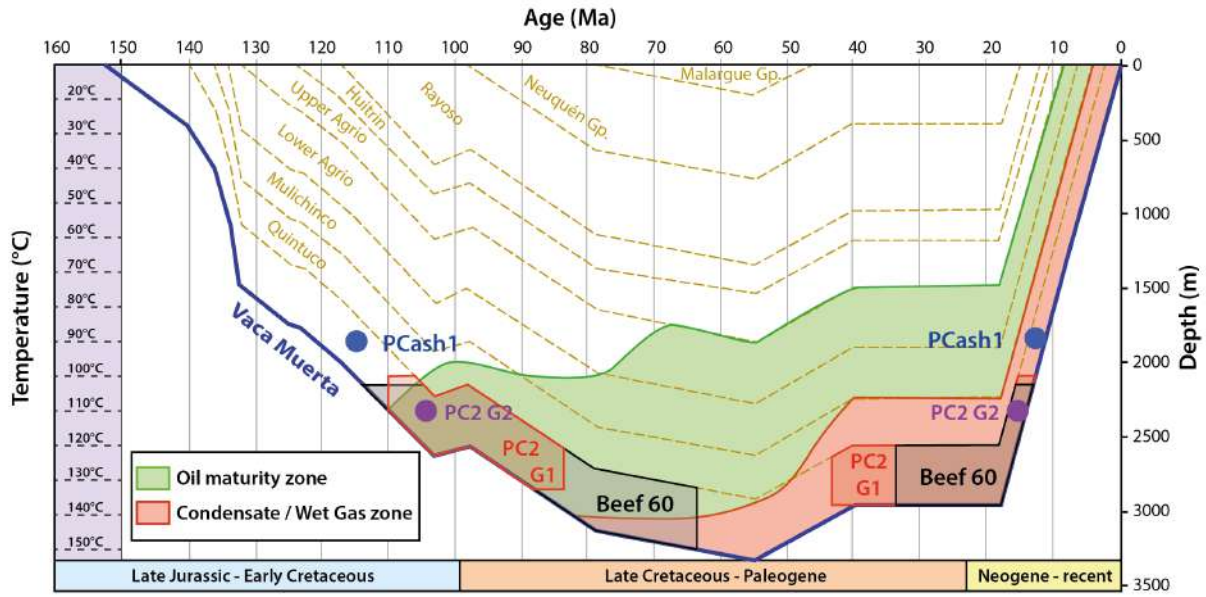


Figure 197 : Localisation des échantillons de Puerta Curaco après analyses thermobarométriques sur la courbe d'enfouissement de Vaca Muerta à l'affleurement de Puerta Curaco établie par Catalano et al., (2018).

La Figure 198 A présente les valeurs des pressions de piégeage (en rouge) et leurs profondeurs associées obtenues à l'aide du croisement des isochores pour l'échantillon PCash1 et PC2 G2. La  $P_{Litho}$  ( $\rho g z$ ) a été calculée avec une densité,  $\rho = 2,15$ , considérant les densités de chaque couche sédimentaire au-dessus de la formation de Vaca Muerta, afin d'avoir une  $P_{Litho}$  la plus précise possible. Les points de pressions mesurées des deux échantillons ont été placés sur le graphique des pressions en fonction de la profondeur sur la Figure 198 B.

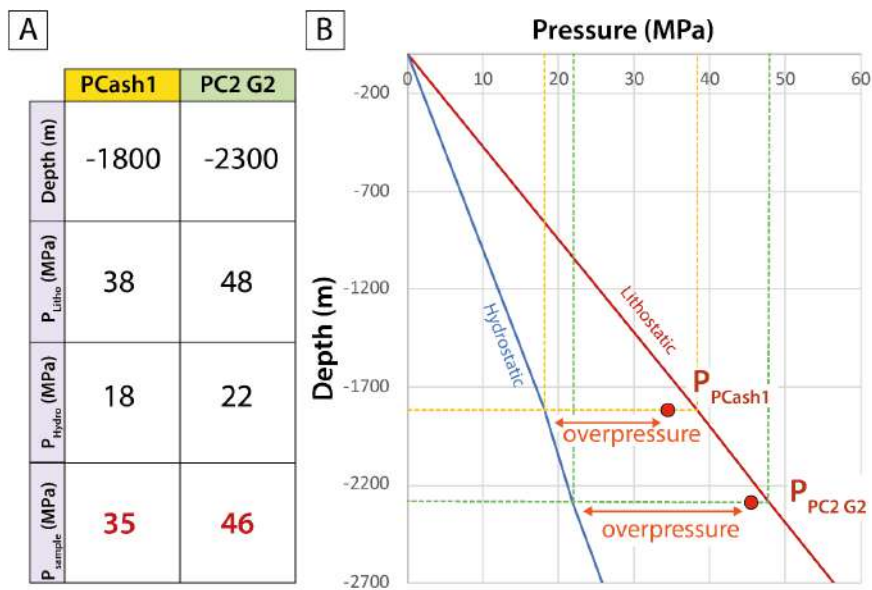


Figure 198 : A. Tableau des pressions de PCash1 et PC2 G2 avec leur profondeur, leur  $P_{Litho}$  et leur  $P_{Hydro}$  associées. B. Graphique des pressions (MPa) vs profondeur (m). Le gradient lithostatique a été calculé avec un  $\rho = 2,15$ .

Ces surpressions, puisque les deux pressions sont largement supérieures à la pression hydrostatique à cette profondeur donnée (3ème ligne du tableau de la Figure 198 A), se rapprochent de la pression lithostatique (2ème ligne). Cependant, comme cela a été illustré précédemment sur la Figure 194 et Figure 196, ces deux surpressions sont très proches de la pression lithostatique, sans jamais la dépasser.

Le paramètre  $\lambda$  permet de quantifier les surpressions de fluides :

$$\lambda = \frac{P_f}{\sigma_v} \quad (11)$$

Avec  $P_f$  pour la pression des fluides et  $\sigma_v$  la contrainte verticale, qui est dans cette situation la pression lithostatique (le poids des sédiments sus-jacents). Les limites de variation du paramètre  $\lambda$  sont 0 et 1, correspondant, respectivement, à une  $P_f$  nulle et à une  $P_f$  égale à celle du poids total par unité de surface de la couverture ([Rubey and King Hubbert, 1959](#)). Lorsque  $\lambda \approx 0,45$ , cela signifie que  $P_{\text{fluides}} = P_{\text{Hydro}}$ , et lorsque  $\lambda = 1$ , cela signifie que  $P_f = P_{\text{Litho}}$ . Pour générer une fracturation hydraulique, il est nécessaire d'avoir un  $\lambda > 1$ . Dans notre cas,  $\lambda_{\text{PCash1}} = 0,67$  et  $\lambda_{\text{PC2 G2}} = 0,88$  d'après la lecture graphique de la Figure 194 et de la Figure 196. Et  $\lambda_{\text{PCash1}} = 0,92$  et  $\lambda_{\text{PC2 G2}} = 0,96$  avec un  $\rho = 2,15$  d'après les résultats de la Figure 198. Ces données indiquent que dans les deux scénarios la surpression des fluides est proche mais inférieure à la  $P_{\text{Litho}}$ .

## C. Discussion

### a. Origine des fluides

Les teneurs en salinité des inclusions aqueuses des échantillons sont largement supérieures (de 13 à 28,6 % pds eq. NaCl) à celles de l'eau de mer (3,5 % pds eq. NaCl). Ces données indiquent que les fluides parents sont issus d'un fluide marin enrichi en sel. L'origine marine proviendrait des fluides marins piégés lors du dépôt de Vaca Muerta, tandis que l'enrichissement en sel tiendrait son origine du lessivage des évaporites du bassin soit i) via des fluides externes ayant percolé entre les deux unités sédimentaires, soit ii) par diffusion du sel à travers les séries sédimentaires. Il existe deux formations évaporitiques dans le bassin de Neuquén ; i) les évaporites de l'Auquenco situées en dessous de Vaca Muerta et séparées par les grès fluviatiles de Tordillo, et ii) les évaporites de Huitrin situées au-dessus de Vaca Muerta et séparées par les faciès à grès carbonatées de la formation de Mulichinco et les faciès de rampe externe et bassin profonds de formation d'Agrio. La distance séparant les évaporites de l'Auquenco et la perméabilité des grès de Tordillo suggèrent que la source des sels provient de cette formation évaporitique.

La présence de méthane dans les inclusions hydrocarbonées suggère que le fluide à l'origine est intraformationnel (dans un système fermé). Les inclusions aqueuses peuvent être en revanche intra- ou extraformationnelles. En effet, le méthane étant généré au cours de la maturation de la roche-mère, il se retrouvera piégé sous forme d'inclusions fluides. Les beef peuvent être à l'origine de voies de migration latérales des hydrocarbures depuis leur zone genèse dans les zones de circulations continues entre les cristaux et l'éponte. Les faibles teneurs en CO<sub>2</sub> seraient, quant à elles, liées aux carbonates ayant consommé le CO<sub>2</sub> disponible au cours de leur précipitation. Il y a peu d'apport dans l'eau de CO<sub>2</sub> d'origine magmatique, ce qui se traduit par de faibles pressions de CO<sub>2</sub>.

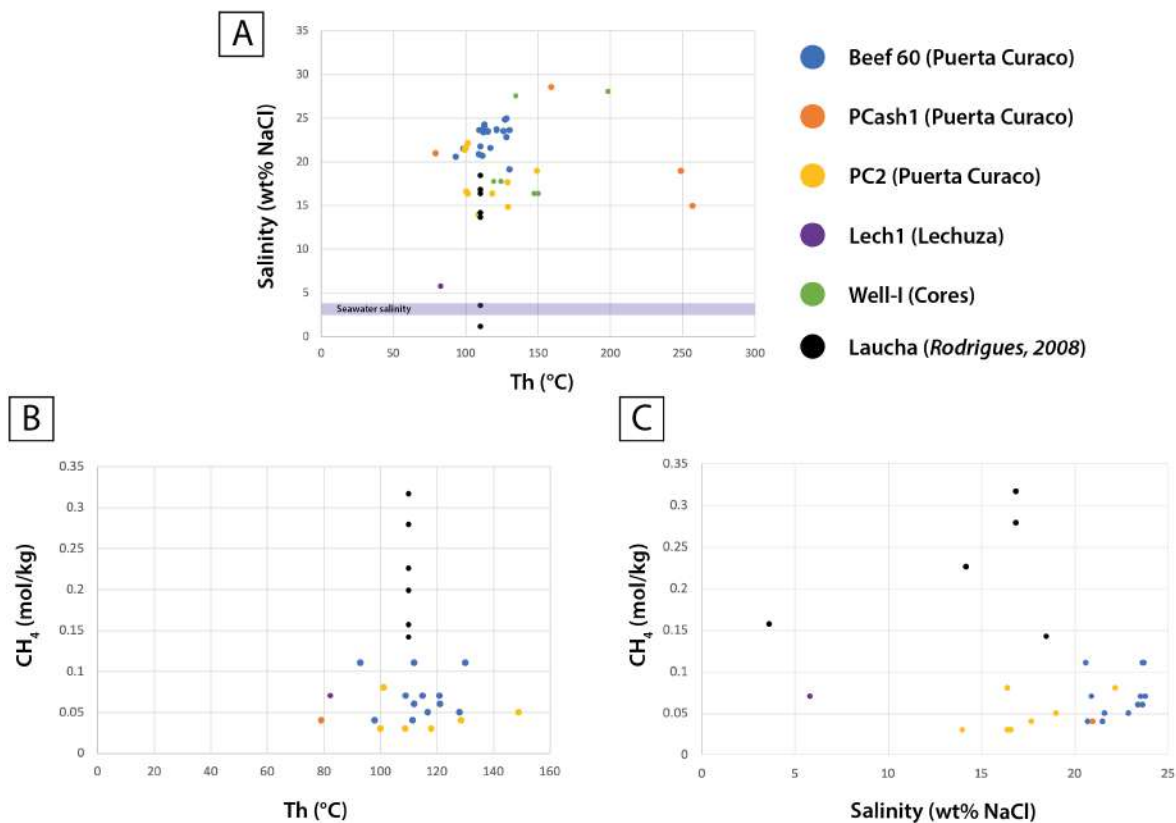


Figure 199 : A. Th vs salinité des inclusions aqueuses des échantillons des affleurements Puerta Curaco et Lechuza, ainsi que du puits I. B. Th vs CH<sub>4</sub> des inclusions aqueuses des échantillons des affleurements Puerta Curaco et Lechuza, ainsi que de la carotte sédimentaire C. Salinité vs CH<sub>4</sub> des inclusions aqueuses des échantillons des affleurements Puerta Curaco et Lechuza, ainsi que de la carotte sédimentaire du puits I. Les points noirs sont ceux de l'étude antérieure de Rodrigues (2008).

Rodrigues (2008) présente des données de Th, salinité, et CH<sub>4</sub> mesurées à l'affleurement de Laucha, situé dans la même zone que Puerta Curaco (12 km de distance). Ses données sont représentées par des ronds noirs sur la Figure 199. Les salinités se situent dans la même gamme que celles des échantillons de Puerta Curaco (beef 60, PCash1 et PC2), ce qui conforte nos résultats. En revanche, les teneurs en CH<sub>4</sub> sont toutes plus élevées que celles mesurées dans cette étude, révélant des variations locales du stade de maturité lors de la mise en place des beef.

b. Conditions PT de piégeage

Les données des  $T_h$  des inclusions aqueuses et hydrocarbonées acquises au cours de cette étude, combinées aux données de la littérature indiquent les inclusions des beef ont été piégées dans une large gamme de température (Figure 200). Pour les inclusions aqueuses, nos données donnent des  $T_h$  en accord avec les données de Rodrigues (2008) avec des valeurs allant de **79,1°C à 150°C** (sans compter le rééquilibrage thermique enregistré par PCash1) pour Puerta Curaco et de **76,7°C à 158,3°C** pour les puits (sans compter les deux rééquilibrages thermiques enregistrés par dans les inclusions de Well-I). Reportées sur la courbe d'enfouissement de Catalano et al., (2018), ces températures correspondent à un piégeage ayant lieu entre **114 à 64 Ma** pour une mise en place au cours de l'enfouissement, ou de **52 à 13 Ma** au cours de l'exhumation (Figure 197).

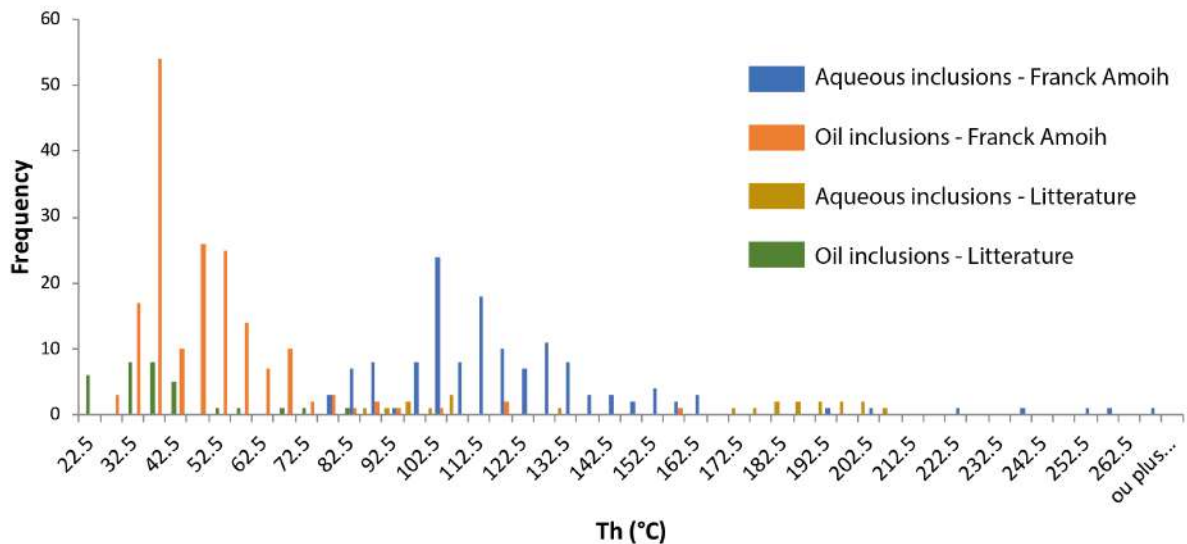


Figure 200 : Compilation des données de  $T_h$  des inclusions aqueuses et hydrocarbonées de la littérature (Fall and Ukar, 2016; Rodrigues, 2008) et de notre étude.

Les  $T_h$  situées en dehors du champs PT, comportant des valeurs élevées (c.f., inclusions aqueuses de PCash1 et inclusions hydrocarbonées de PC2 et Well-I; Figure 191) s'expliqueraient par un rééquilibrage thermique. En effet, de nombreux corps magmatiques intrudent Vaca Muerta aussi bien au niveau des affleurements e.g. (Llambías and Rapela, 1989; Sillitoe, 1977) que dans la zone de l'embayment où se situent les puits e.g. (Spacapan et al., 2018; Spacapan et al., 2016). Dans la région de Puerta Curaco, les intrusions ont été datées sur deux périodes, du Maastrichtien au Paléocène (72 – 62 Ma) et au Miocène inférieur (21 – 19 Ma) (Rodrigues et al., 2009b). Ces âges sont compatibles avec les deux scénarios de timing de mise en place des beef, et peuvent expliquer les rééquilibrages thermiques à très fortes températures (e.g.  $T_h$  à 266,6°C pour une inclusions aqueuse de PCash1,  $T_h$  à 155°C pour une inclusion hydrocarbonée de PC2). Pour plus d'informations sur les zones et âges des intrusions magmatiques, le lecteur est invité à se référer au [chapitre I partie 2 paragraphe II.A.2](#).

Ces rééquilibrages thermiques nous alertent sur la non pertinence d'un gradient géothermique constant. En effet, les intrusions magmatiques, venant réchauffer localement et épisodiquement les roches encaissantes, vont avoir un impact sur la maturité des roches mères (Spacapan et al., 2018).

Néanmoins, il est important de rappeler que la Th (température d'homogénéisation lors des changements de phases lors du chauffage des inclusions fluides) permet d'avoir une estimation des températures minimum de piégeage des paléo-fluides. Ces mesures sont considérées fiables si 90% de la variabilité des températures d'homogénéisation est comprise entre 10 et 15°C (Goldstein, 2001). La différence avec la température réelle de piégeage dépend de la concentration et de la nature du gaz composant l'inclusion ainsi que la pression de piégeage. Ainsi, plus la pression de piégeage de l'inclusion est élevée, plus la différence entre la température d'homogénéisation et la température réelle de piégeage sera grande. Les Th ne sont donc pas toujours représentatives des températures de piégeage et peuvent souvent être plus faibles.

Le tableau de la Figure 201 regroupe les données de températures relevées pour les clumped isotopes mesurées par Xavier Mangenot, les inclusions fluides mesurées par Franck Amoïh et les données de la bibliographie pour l'affleurement de Puerta Curaco. Les données d'inclusions fluides de Rodrigues (2008) se situent sur l'affleurement de Laucha (à 12 km de Puerta Curaco), nous faisons le postulat qu'il s'agit de la même zone d'étude.

	T° PC2 G1 (°C)	T° PC2 G2 (°C)	T° Global range (°C)
<b>Clumped isotopes</b>	141 - 137	123 - 130	77 - 177
<b>Fluids inclusions</b>	102 - 137	110	93 - 150
<b>Fluids inclusions (Rodrigues 2008)</b>	no data	no data	110
<b>Clumped isotopes (Weger 2019)</b>	no data	no data	179 - 119

Figure 201 : Données de températures mesurées sur les beef de Puerta Curaco par les outils des clumped isotopes et des inclusions fluides. Les données de la littérature ont été incorporées (Rodrigues, 2008; Weger et al., 2019).

Les clumped isotopes de nos analyses et de celles de Weger et al., (2018) sont dans la même gamme. En revanche, elles révèlent systématiquement des températures de 10°C à 20°C supérieures aux données des inclusions fluides. Cette différence de température pourrait s'expliquer par le fait que les mesures via clumped isotopes soient liées au rééquilibrage thermique. En effet, la calcite peut se rééquilibrer aux alentours des 150°C. Néanmoins, si les températures étaient rééquilibrées autour de 140°C-150°C elles indiqueraient toutes cette même température au moment de l'exhumation, quel que soit la génération. Or, dans notre cas, les températures supérieures à ces valeurs sont toutes différentes. Certaines calcites ont cristallisé dans des zones qui n'ont jamais franchi les T° de reset (e.g. 77°C). Les températures enregistrées par les clumped semblent donc fiables, bien que la méthode analytique la plus robuste reste l'analyse des inclusions fluides.



Les données des analyses clumped isotopes sur le beef PC mettent en évidence un refroidissement au cours du temps d'une génération à l'autre. La zone médiane est le point le plus chaud avec une température des  $177^{\circ}\text{C}$ , puis les générations présentent des températures de plus en plus faibles. Une même génération de part et d'autre de la zone médiane présente les mêmes températures, attestant de la mise en place synchrone (Figure 185).

Les veines du set1 et du set2 présentent des températures  $20$  à  $40^{\circ}\text{C}$  plus faibles que les beef, montrant une mise en place plus tardive au cours de l'exhumation dans un environnement plus froid (Figure 185).

Pour la veine sécante Secant-Lech1 située sur l'affleurement de Lechuza, les températures des inclusions ( $T_h$  entre  $74,7^{\circ}\text{C}$  et  $82,5^{\circ}\text{C}$  avec un mode à  $82,5^{\circ}\text{C}$ ) corroborent les données clumped isotopes à  $87^{\circ}\text{C}$ . Le fluide de cette veine postérieure est plus froid que la valeur mesurée pour son encaissant ( $123^{\circ}\text{C}$  et  $114^{\circ}\text{C}$  ; Figure 184). Sa salinité est supérieure à celle de l'eau de mer, mais inférieure à celle des beef suggérant un mélange de fluides avec des composantes météoriques et marines piégées dans les sédiments de la formation. En outre, les fluides moins salés peuvent aussi provenir de la compaction des argiles ([Tremosa et al., 2020](#)).

### *c. Conditions de surpression pour la génération d'une fracture horizontale*

Les données de surpressions enregistrées dans deux beef provenant des affleurements de la Figure 194, de la Figure 196 et de la Figure 198 sont systématiquement inférieures à la  $P_{\text{Litho}}$ . Pour générer une fracture hydraulique, il est nécessaire d'avoir une  $P_f > P_{\text{Litho}}$ , or les résultats indiquent que ce n'est pas le cas pour ces deux échantillons dans cette étude (Stade  $S_2$  ; Figure 202). Cela implique l'ajout d'un autre paramètre permettant de générer la fracture. Il ne s'agit donc plus de fracturation hydraulique. Les fluides en surpression vont diminuer l'état de contrainte du matériau, mais ne pourront pas engendrer une fracture (passage du stade  $S_1$  au stade  $S_2$  ; Figure 202). Précédemment mentionné dans le [chapitre I partie 1 paragraphe IV.B.1.a et b.](#), l'initiation d'une fracture horizontale peut aussi se faire via des contraintes compressives horizontales, ou via la force de cristallisation, permettant ainsi de passer du stade  $S_2$  au stade  $S_3$  et de générer une fracture horizontale (Figure 202).

D'après les mesures de pression via les inclusions fluides de PCash1 (Figure 194), il manque  $10$  MPa pour atteindre la pression lithostatique, et de ce fait générer une fracture horizontale. Même observation pour le PC2 G2 pour une valeur manquante de  $15$  MPa (Figure 196). Les deux processus sont comparés dans les paragraphes ci-dessous :

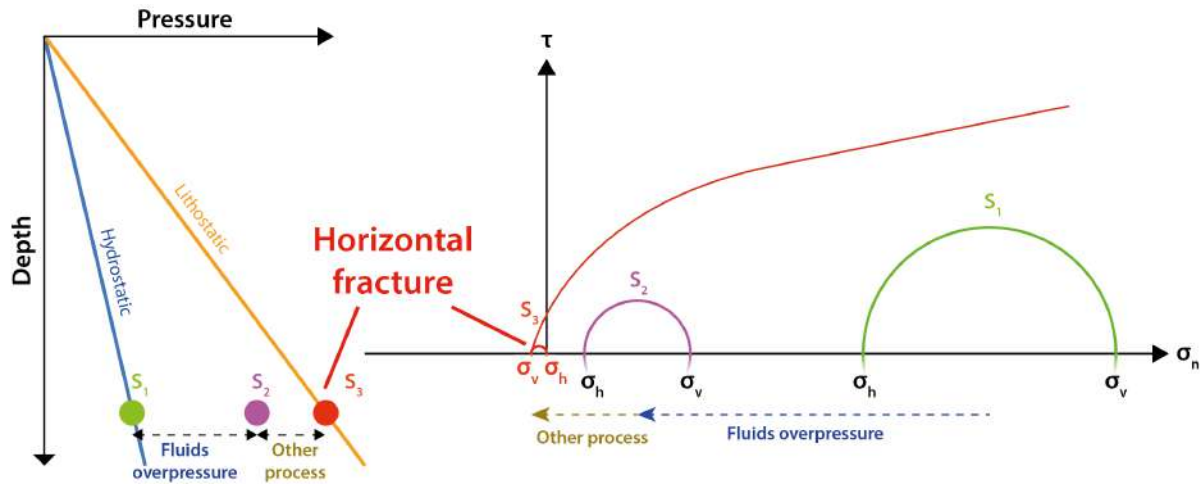


Figure 202 : Graphique de pression en fonction de la profondeur et cercle de Mohr représentant l'état de contrainte normale. Au stade  $S_1$ , la pression de fluide est à l'état hydrostatique, le stade  $S_2$  amène les fluides à un état de surpression entre l'état hydrostatique et lithostatique, le stade  $S_3$  génère une fracture horizontale en atteignant la pression lithostatique à l'aide d'un processus externe venant s'ajouter à la pression de fluide.

- La force de cristallisation

En considérant l'équilibre thermodynamique, un cristal de calcite est soumis à une pression différentielle  $\Delta P$  (la différence entre la contrainte normale en surface et la contrainte de la pression du fluide interstitiel) qui est en équilibre avec une solution en sursaturation avec un ratio  $\Omega$ . Pour plus d'informations, le lecteur est invité à se référer à l'équation de  $\Delta P$  et de son paragraphe associé dans le [chapitre I partie 1 paragraphe IV.B.1.a](#). La Figure 203 illustre les relations entre les pressions et les états de sursaturation d'une calcite provenant de l'eau de mer (Maliva and Siever, 1988; Wiltschko and Morse, 2001). Il est clair que des degrés de sursaturation relativement modestes sont potentiellement capables de générer des forces de cristallisation importantes dans la calcite. Les valeurs de  $\Delta P = 10\text{MPa}$  et  $\Delta P = 15\text{MPa}$  ont été reportées sur la Figure 203, elles montrent qu'avec un taux de sursaturation de  $\Omega = 1,14$  (en rouge) et  $\Omega = 1,23$  (en bleu) respectivement pour PCash1 et PC2 G2, la force de cristallisation atteint le seuil de pression lithostatique. L'état de contraintes est donc défini par  $\sigma_3 = \sigma_v$  et  $\sigma_1 = \sigma_h$ , générant une fracture horizontale. Il est donc tout à fait probable que la force de cristallisation s'additionne aux surpressions de fluides, aidant ainsi la fracture à se mettre en place. Dans nos beef, avec une direction de croissance des deux côtés de la zone médiane, les précipitations de calcite se produisent aux contacts inférieur et supérieur de la veine. Cet événement se produit dans la phase fluide (avec un rapport de sursaturation  $\Omega$ ) piégé le long de la veine. Ce fluide soulève la roche au-dessus de la veine si  $\Delta P$  est plus grande que la pression lithostatique elle-même régit par le poids des sédiments sus-jacents (Gratier et al., 2012). Les courbes en pointillés représentent l'état de saturation de PCash1 (en rouge) et de PC2 G2 (en bleu).

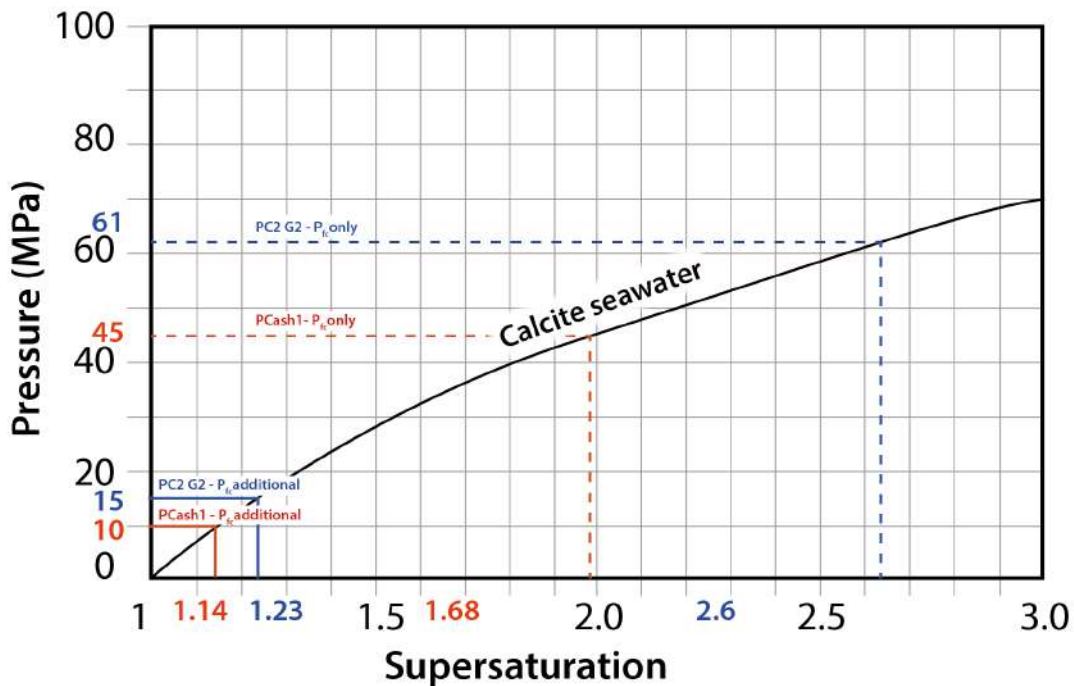


Figure 203 : État de sursaturation des fluides en fonction de la pression exercée pour les calcites d'origine marine. Modifié d'après Wiltschko and Morse, (2001).

- La contrainte tectonique compressive

Les valeurs des paléopressions exercées par tectonique compressive ne peuvent être mesurées. Il existe deux moyens d'avoir un ordre d'idée de ces valeurs. La première est de travailler sur des modèles numériques poromécaniques avancés (couplé entre des calculs d'écoulement et des calculs de pression), en rajoutant une composante compressive tectonique afin de voir l'évolution des pressions en fonction de la rhéologie de la roche (Brüch et al., 2018; Guy et al., 2019; Obradors-Prats et al., 2016). La deuxième méthode est d'étudier les macles de calcite dans les beef capable d'enregistrer les paléo contraintes au moment de la cristallisation (Lacombe et al., 1990; Lacombe et al., 1993).

De plus il n'est pas possible d'ajouter la tectonique aux surpressions, les paramètres poromécaniques vont changer. Les processus de mise en place des fractures peuvent être couplés entre les surpressions et la contrainte tectonique, mais les processus de couplages sont plus complexes qu'une simple addition. Nous ne pouvons donc pas quantifier la surpression exercée au Tertiaire lors de l'exhumation. Néanmoins, les rapports internes de puits nous donnent des valeurs sur l'état de contrainte actuel. La contrainte (EW)  $\sigma_{h\max}$  est de 75 MPa avec une  $\sigma_{v\max}$  de 60 MPa en régime décrochant. Sachant que l'activité de tectonique compressive la plus importante s'effectue au Miocène, au moment de la mise en place des ceintures plissées dans la zone de déformation du bassin, les contraintes compressives étaient donc supérieures à 75MPa. Avec une pression lithostatique de 45 MPa (PCash1) et 56 MPa

(PC2 G2), la contrainte maximale à cette époque était sûrement horizontale. Cette contrainte a donc pu se coupler à la pression des fluides et générer des fractures. La mise en place des beef liée à la tectonique compressive dans les bassins en inversion a déjà été suggéré par de précédents auteurs ([Meng et al., 2017b](#); [Zanella et al., 2020](#)).

## IV. Analyses des isotopes du carbone et de l'oxygène

### A. Études antérieures

Les isotopes de l'oxygène et du carbone ont déjà été analysés dans les beef de la formation de Vaca Muerta à différents endroits du bassin par de précédents auteurs. Leurs mesures ont été acquises à l'IRMS avec un prélèvement bulk ([Hernández Bilbao, 2016](#); [Rodrigues, 2008](#)) ou par microdrill ([Weger et al., 2019](#)), les deux méthodes nécessitant une poudre de 12 mg. Après un bilan bibliographique, le  $\delta^{18}\text{O}$  présente un domaine de variation de -4 ‰ allant de -13.0‰ à -8.7‰. Le  $\delta^{13}\text{C}$  présente un domaine de variation plus large de 9‰ avec des valeurs allant de -7‰ à 2,3‰ (Figure 204). Dans leurs publications, les auteurs ne différencient pas les générations de calcite présentes au sein d'un même beef, ils analysent la poudre bulk considérée comme la représentante totale des données isotopiques de la veine (excepté Weger et al., (2018)). Ils ne discutent pas non plus des variations isotopiques allant d'un beef à l'autre. Pour plus de détails sur les analyses antérieures, le lecteur est invité à se référer au [chapitre 1 partie paragraphe IV.C.1.b](#).

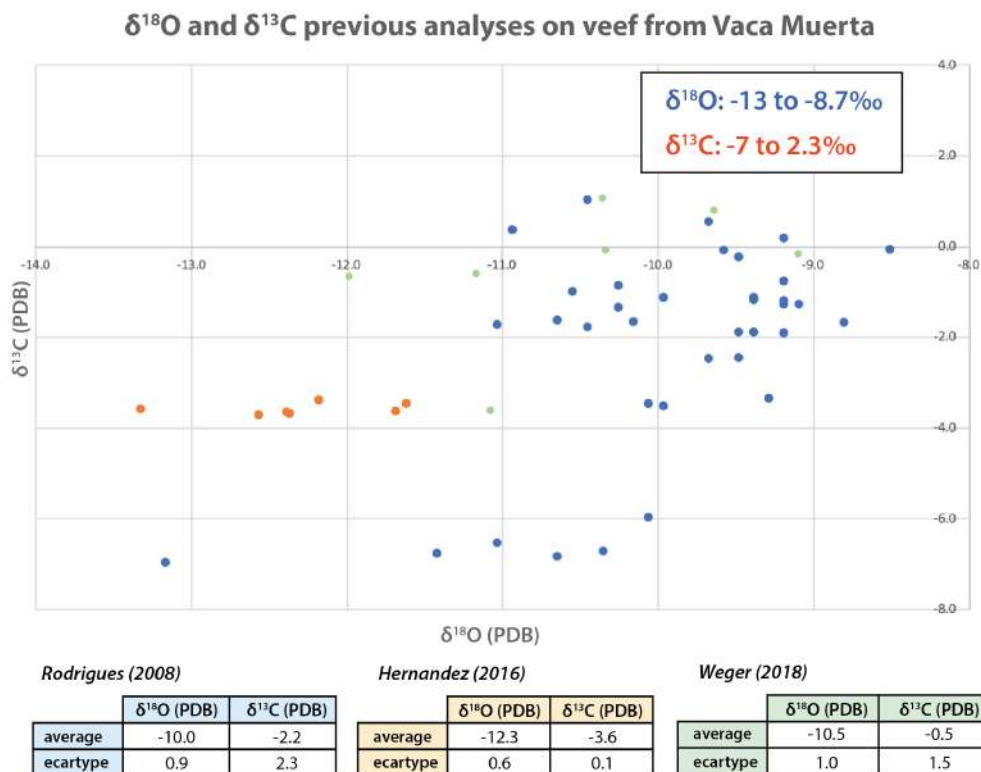


Figure 204 : Données isotopiques de la bibliographie sur beef présents dans la formation de Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine. Les données de Rodrigues proviennent de l'affleurement d'Arroyo Mulichinco, Cerro Lotena, et Laucha, celles de Hernandez proviennent des carottes du puits PLU.Nq.1010 d'Exxon Mobile, et celles de Weger proviennent de l'affleurement de Puerta Curaco.



## B. Apports et méthode de l'analyse SIMS

Un total de 10 échantillons de beef a été sélectionnés pour les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène. Un set de 6 échantillons provient de 4 puits avec des maturités différentes : 3 beef du puits A ( $R_o = 1,83\%$ ), un beef du puits E ( $R_o = 1,40\%$ ), un beef du puits I ( $R_o = 0,93\%$ ), et un beef du puits J ( $R_o = 0,73\%$ ). Les 4 autres échantillons proviennent des affleurements, à savoir 2 de Puerta Curaco (PCash2 et PC2), un de Huncal (Hun3) et un de Lechuza (Secant-Lech1 et son beef associé Lech1).

Les précédents résultats de ce chapitre montrent que les beef sont composés de plusieurs générations de calcite, n'ayant pas la même les mêmes teneurs élémentaires, tandis que d'autre ne présentent qu'une seule génération. Les fibres de calcite de certaines générations sont déformées traduisant une période compressive lors de leur mise en place, tandis que les fibres appartenant à d'autres générations restent intactes et perpendiculaires à la stratification traduisant une période de quiescence, ce qui indiquerait que les beef ont subi plusieurs phases d'ouverture. Des veines de calcite transverses viennent recouper les beef, leur luminescence ainsi que leur composition diffèrent de celles du beef recoupé. L'analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène nous renseignerons respectivement sur la source et les paléotempératures du fluide et renforcerons nos interprétations pour le modèle de mise en place de beef.

Il est important de travailler à petite échelle, car les variations sont millimétriques voire déca micrométrique. L'utilisation de la microsonde ionique (SIMS) pour les mesures isotopiques permet d'avoir une précision de mesure bien plus grande que l'analyse bulk. En effet, le rayon du faisceau présente un diamètre de 20  $\mu\text{m}$ . Cette précision permet de réaliser des transects de mesures au sein du beef. L'intérêt de cette partie est donc de chercher s'il existe des variations isotopiques de la calcite inter beef, intra beef, inter génération. Ces données nous permettrons de contraindre à une échelle plus fine le fluide ayant précipité de la calcite au sein de ces veines.

Les déterminations des isotopes de l'oxygène et du carbone des calcites des beef ont été effectuées sur les 10 échantillons à l'aide d'une microsonde ionique CAMECA IMS 1270 au CRPG-CNRS, Nancy, France sous la direction de Johan Villeneuve. Les réglages des instruments utilisés pour les deux isotopes sont détaillés dans Rollion-Bard et al., (2007). L'échantillon a été pulvérisé avec un faisceau primaire de  $\text{Cs}^+$  de 2,5-3 nA pour l'oxygène et de 5-6 nA pour le carbone. Le pouvoir de résolution massique est d'environ 5000 pour les deux éléments. Les mesures ont été effectuées avec des intensités ioniques d'environ  $5,7 \times 10^6$  points/s sur le pic de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $1,8 \times 10^5$  points/s sur le pic de  $\delta^{13}\text{C}$ . Les temps d'acquisition typiques étaient de 5 secondes pour l'analyse de l'oxygène et du carbone pendant 30 cycles pour l'oxygène et 50 cycles pour le carbone. La précision interne d'une mesure unique est de

± 0,1 pour le  $\delta^{13}\text{C} / \delta^{12}\text{C}$  et de ± 0,2 pour le  $\delta^{18}\text{O} / \delta^{16}\text{O}$ . Le fractionnement de la masse instrumentale a été corrigé en utilisant les valeurs isotopiques de la calcite CC CigA standard au début et à la fin de la mesure pour chaque journée. Les valeurs moyennes du standard basées sur les mesures répétées du standard sont  $\delta^{18}\text{O} = -11,61\%$  et  $\delta^{13}\text{C} = 1,04\%$ . L'écart moyen du standard est de ± 0,14‰ pour l'oxygène et ± 0,10‰ pour le carbone. Les transects de mesures ont été réalisés avec un espacement entre 100 et 500  $\mu\text{m}$ . Pour chaque point mesuré pour le  $\delta^{18}\text{O}$ , le même point a été mesuré pour son  $\delta^{13}\text{C}$  associé.

### C. Résultats

La Figure 205 regroupe l'ensemble des données des analyses SIMS sur le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^{13}\text{C}$  acquises sur les beef. Les données des températures identifiées via les clumped isotopes et les inclusions fluides sont aussi représentées. Les beef montrent des teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  allant de -26,7‰ à -3,4‰. Néanmoins, la valeur très basse de -26,7‰ de l'échantillon Hun3 mesurée à la SIMS a pu être faussée par un effet de bord. De ce fait, des analyses SIMS couplées à des analyses IRMS ont été refaites à CalTech par Xavier Manguot. Ses résultats sont présentés sur la Figure 206 matérialisés par des points jaunes. Ils indiquent des valeurs SIMS vont de -12,1‰ à -12,7‰ pour un total de 9 mesures, et les données IRMS présentent une valeur de de -10.84‰. D'après ces nouvelles données, nous préférons écarter les valeurs trop basses aux alentours de -26‰. Les gammes de valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  varient donc pour l'ensemble des mesures sur les 10 échantillons de -22,7‰ à -3,4‰. Leurs moyennes oscillent de -16,2‰ à -7,0‰. Les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  vont de -22,0‰ à 22,8‰, les valeurs moyennes oscillant entre -8,5‰ et 3,3‰.

Sample	Location	Petrographic features	Number of generation	Vertical transect	Horizontal transect	Synchronous deformation	Thickness	Range $\delta^{18}\text{O}$ (PDB;‰)	Average	Ecart type	Range $\delta^{13}\text{C}$ (PDB;‰)	Average	Ecart type	Clumped isotopes temperatures (°C)	Aqueous inclusions Th (°C)
Well-A1	Well	Generation 1 deformed	Generation 1	x		x	11.0	de -15.5 à -12.4	-13.9	0.8	de -8.4 à -0.9	-3.7	2.1	no data	no data
			Generation 2	x		x	6.5	de -15.7 à -12.4	-13.9	0.8	de -7.4 à 1.1	-3.8	1.9		
			Generation 3	x			2.5	de -10.1 à -4.6	-7.9	2.3	de -0.9 à 17	0.3	1.0		
			Global	x			20.0	de -15.7 à -6.6	-13.0	1.8	de -8.4 à 1.7	-3.8	2.34		
Well-A2	Well	Asymmetric MZ Top side : 1 generation, bottom side : 2 generations	Generation 1	x		x	7.2	de -16.3 à -14.1	-14.9	0.4	de -22.0 à -0.5	-3.3	3.9	no data	no data
			Generation 2	x			3.1	de -14.8 à -12.7	-13.7	0.6	de -12.5 à 1.1	-3.1	4.2		
			Generation 3	x			3.1	de -14.3 à -13.0	-13.5	0.3	de -8.0 à 1.5	-1.3	2.0		
			Global	x		x	10.3	de -16.3 à -12.7	-13.7	0.6	de -22.0 à 1.5	-3.1	4.2		
Well-A3	Well	Asymmetric MZ One generation deformed	Generation 1	x		x	6.3	de -17.2 à -14.2	-15.8	0.7	de -12.6 à 1.5	-3.4	2.9	no data	no data
Well-E	Well	One generation no deformation	Generation 1	X			13.1	de -14.4 à -11.9	-12.8	0.5	de -7.5 à 0.3	-1.1	1.6	no data	no data
Well-I	Well	Asymmetric MZ 2 generation on one side	Generation 1	x			5.0	de -13.3 à -11.6	-12.4	0.5	de -1.6 à 5.7	2.5	2.1	no data	85.5 - 162.5°C
			Generation 2	x			2.5	de -12.5 à -11.8	-12.1	0.3	de -0.7 à 0.4	-0.2	0.4		
Well-J	Well	Symetric ZM deformed fibers	Global	x			7.5	de -13.3 à -11.6	-12.3	0.5	de -1.6 à 5.7	1.9	2.2	no data	76.7 - 105°C
			Generation 1	x		x	11.2	de -15.9 à -13.2	-14.3	0.6	de -9.3 à -1.5	-3.9	2.1		
Hun3	Huncal	One generation Blocky vein One side thicker	Generation 1	x		x	30.0	de -26.7 à -3.4	-15.8	7.1	de -11.3 à 1.6	-4.0	3.9	no data	no data
			Blocky vein	x			5.0	de -9.8 à -8.8	-9.3	0.5	de -10.4 à -5.0	-8.5	3.1		
			Global	x		x	30.0	de -26.7 à -3.4	-15.1	7.0	de -11.3 à 1.6	-4.3	4.0		
			Beef top	x			7.0	de -18.0 à -12.8	-15.5	2.2	de -3.8 à 3.1	0.2	3.1		
PCash2	Puerta Curaco	Ataxial growth on both sides of the ash	Beef bottom	x		x	7.5	de -11.5 à -7.8	-9.6	1.6	de -4.7 à -1.3	-3.6	1.6	Beef top: 177°C Beef bot: no data	no data
			Ash	x			15.0	de -12.3 à -8.2	-10.7	1.3	de -9.0 à 3.2	-3.6	4.0		
			Global (beef)	x		x	14.5	de -18.0 à -7.8	-12.2	3.4	de -4.7 à 3.1	-1.7	3.0		
			Blocky vein	x		x	14.5	de -13.8 à -13.8	-13.8	0.1	de 2.4 à 3.2	2.8	0.6		
PC2	Puerta Curaco	4 Generation	Generation 1	x		x	22.0	de -18.7 à -9.4	-12.89	2.2	de -5.8 à 22.8	0.1	7.0	MZ: 157°C G1bot: 123°C G1top: 141°C G2bot: 137°C G2top: 130°C G3-4bot: 77°C G3-4top: 124°C	99.2 - 150°C
			Generation 2	x			27.0	de -13.9 à -9.3	-12.2	0.9	de -8.8 à 5.7	-1.7	2.8		
			Generation 3	x	x	x	3.0	de -10.7 à -2.2	-7.8	2.2	de -2.5 à 7.3	3.3	2.8		
			Generation 4	x	x	x	0.5	de -9.0 à -5.3	-7.0	1.3	de -1.1 à 2.5	1.5	1.5		
			Global	x	x	x	52.5	de -18.7 à -2.2	-11.5	2.6	de -8.8 à 22.8	-0.3	4.6		
Lech1	Lechuza	1 génération avec un coté beaucoup plus développé que l'autre et une croissance quasi ataxiale. Beef recoupé par veine	Transect 1	x			32.0	de -16.9 à -10.3	-14.7	1.6	de -14.0 à 1.0	-6.2	4.4	Secant-Lech1: 87°C Lech1: 114 - 123°C	SecantLech1 : 74.7 - 111.5°C
			Transect 2	x			32.0	de -22.7 à -15.7	-19.4	1.9	de -7.4 à -2.2	-3.8	1.9		
			Secant vein	x			32.0	de -12.9 à -9.8	-11.1	1.0	de -4.2 à -1.2	-2.34	1.2		
			Global (beef)	x			32.0	de -22.7 à -10.3	-16.2	2.7	de -14.0 à 1.0	-5.2	3.7		

Figure 205 : Tableau de synthèse des résultats des analyses SIMS avec les données de températures de clumped isotopes et des inclusions fluides aqueuses.



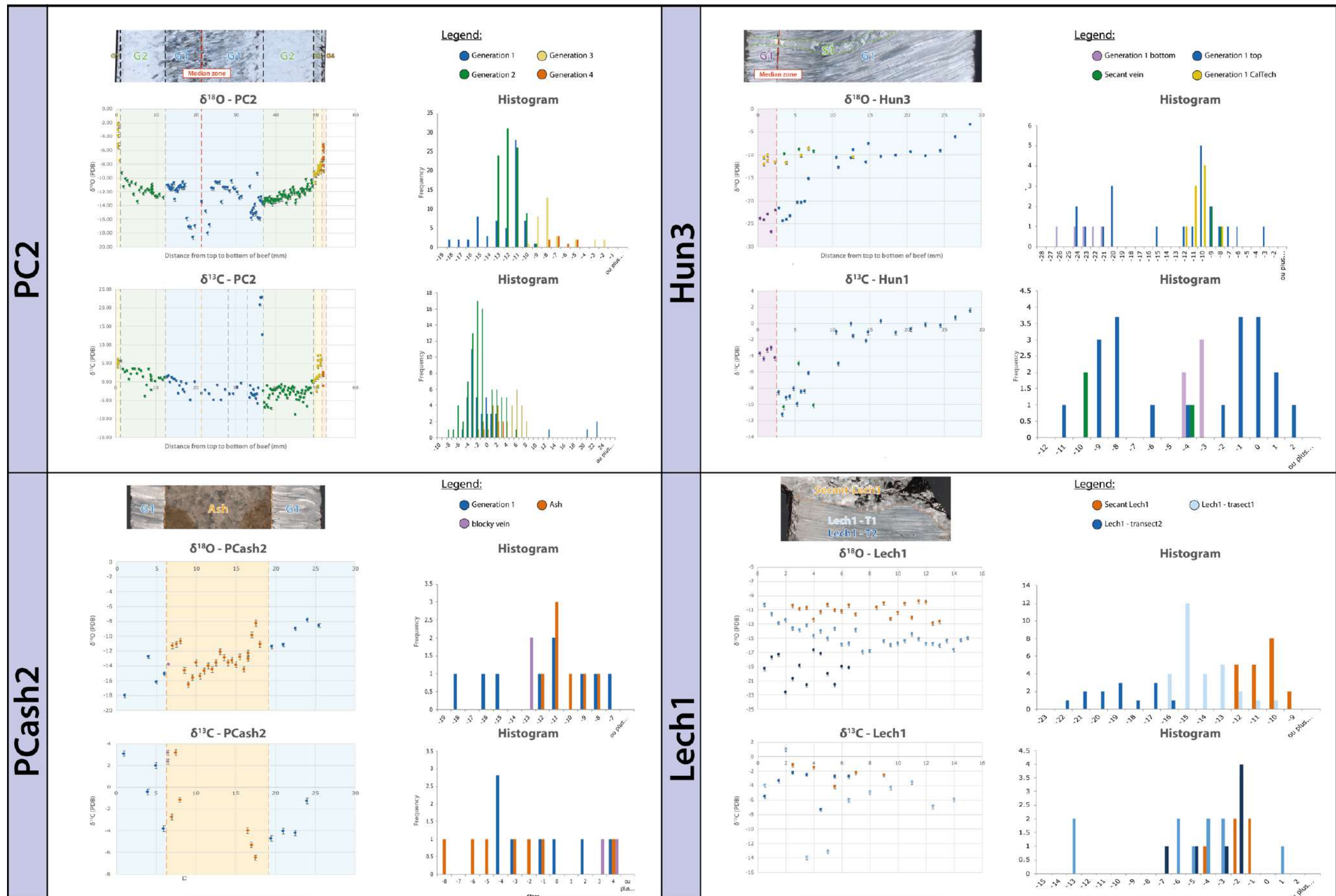


Figure 206 : Données des  $\delta^{18}O$  et  $\delta^{13}C$  avec leurs barres d'erreur et leurs histogrammes pour les échantillons de terrain, provenant de Puerta Curaco, Huncal et Lechuza. Les générations de calcite ont été différenciées.





## 1. Variation du $\delta^{18}\text{O}$

D'une manière générale, les variations isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  sont plus importantes sur les beef aux affleurements allant de **-18,7‰** à **-3,4‰** (Figure 206), que sur les beef de l'embalement (localisés dans les puits), allant de **-17,7‰** à **-4,6‰** (Figure 207). Trois beef, tous localisés aux affleurements, présentent des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  très peu négatives ( $>-9‰$ ), à savoir PC2, Hun3 et PCash2 (Figure 206).

Les valeurs les plus négatives de  $\delta^{18}\text{O}$  des beef sont souvent enregistrées au niveau de la zone médiane de chaque beef (e.g. PC2, Hun3 Figure 206; Well-A1, Well-A3, Well-I, Well-E Figure 207). En s'éloignant de cette zone, les valeurs ont tendance à devenir plus positives. De plus, une symétrie des valeurs est observée dans une même génération de calcite des deux côtés de la zone médiane (e.g. PC2 Figure 206 ; Well-A1, Well-J et Well-I Figure 207). D'une génération à l'autre des teneurs peuvent être très différentes (e.g. PC2 Figure 206 ; Well-A1 et Well-A2 Figure 207). Dans certains beef, des variations intra générationnelles ont aussi été observées (e.g. Hun3, Lech1 Figure 206 ; Well-A1, Well-A2, Well-I, Well-J et Well-F Figure 207). Les graphiques reportant les points de mesures du  $\delta^{18}\text{O}$  illustrent ces observations.

Il est à noter que le beef PCash2 ne comporte pas les mêmes valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  sur le beef au bas de la cendre et le beef en haut de la cendre (Figure 206). Le beef du haut présente des valeurs allant de **-18,0‰** à **-12,8‰**, alors que le beef du bas présente des valeurs allant de **-11,5‰** à **-7,8‰** (Figure 205).

## 2. Variation du $\delta^{13}\text{C}$

Les gammes de variations du  $\delta^{13}\text{C}$  restent les mêmes que ce soit dans les beef des affleurements ou dans les beef de de puits. Certains beef présentent des variations isotopiques symétriques des deux côtés de la zone médiane (e.g. PC2, Lech1, Hun3 Figure 206 ; Well-A2 Figure 207), tandis que d'autres n'illustrent aucune tendance claire (e.g. PCash12, Figure 206 ; Well-A1, Well-A3, Well-I, Well-J et Well-E Figure 207). Quelques points tirent les données vers des valeurs très négatives avec des teneurs pour le beef de Well-A2 (**-22‰**), alors que d'autres illustrent des données très positives (**22‰** ; PC2). D'une génération à l'autre, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  peuvent montrer des différences de valeurs allant jusqu'à **5‰** de variation (e.g. PC2 Figure 206 ; Well-A1 et Well-A2 Figure 207).



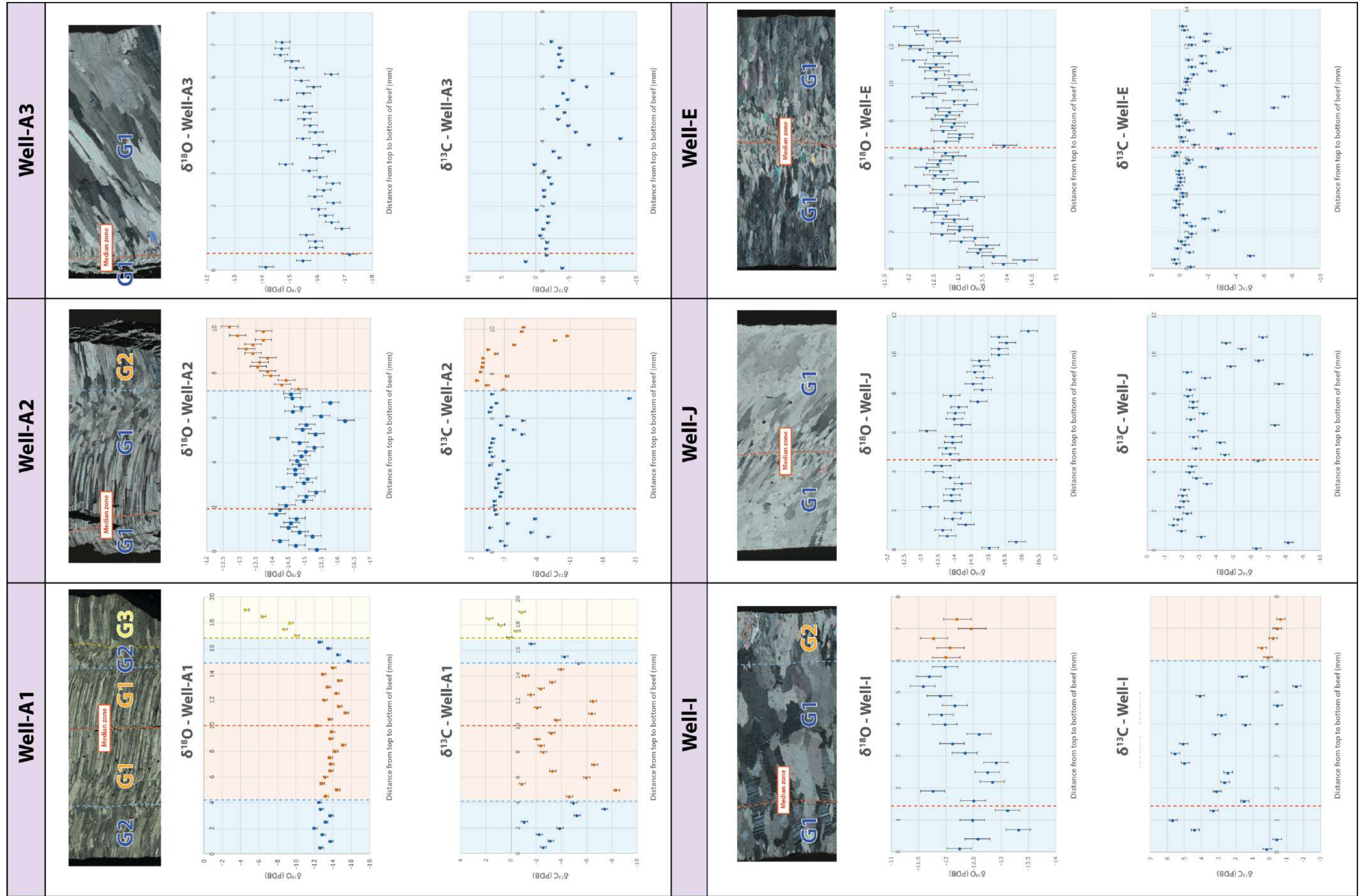


Figure 207 : Données des  $\delta^{18}O$  et  $\delta^{13}C$  avec leurs barres d'erreur pour les échantillons des puits A, E, I et J. Les générations de calcite ont été différenciées.



## D. Discussion

Les beef des affleurements illustrent une grande variation de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  possible dans le domaine intra-beef, inter-beef et intra-génération, non documentée à ce jour dans la littérature (Figure 206 et Figure 207). La Figure 208 met en évidence les apports de la SIMS sur la compréhension de l'évolution des teneurs isotopiques du carbone et de l'oxygène. En effet, l'analyse IRMS par prélèvement bulk reflète la moyenne des valeurs de la veine tandis que la SIMS permet de voir toute la complexité interne du beef (Figure 208 A et B). Cette observation est confirmée par les histogrammes du  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{littérature}}$  : -11 à -9‰ vs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIMS}}$  : -12 à -11‰ Figure 208 C) et du  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{littérature}}$  : -1 à -3‰ vs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{SIMS}}$  : -3 à 1‰ Figure 208 D) présentant des modes similaires pour les données de la littérature et celles acquises à la SIMS. Les valeurs suspectes de Hun3 (aux alentours de -26‰) ont été placées dans un carré vert sur la Figure 208 A et B.

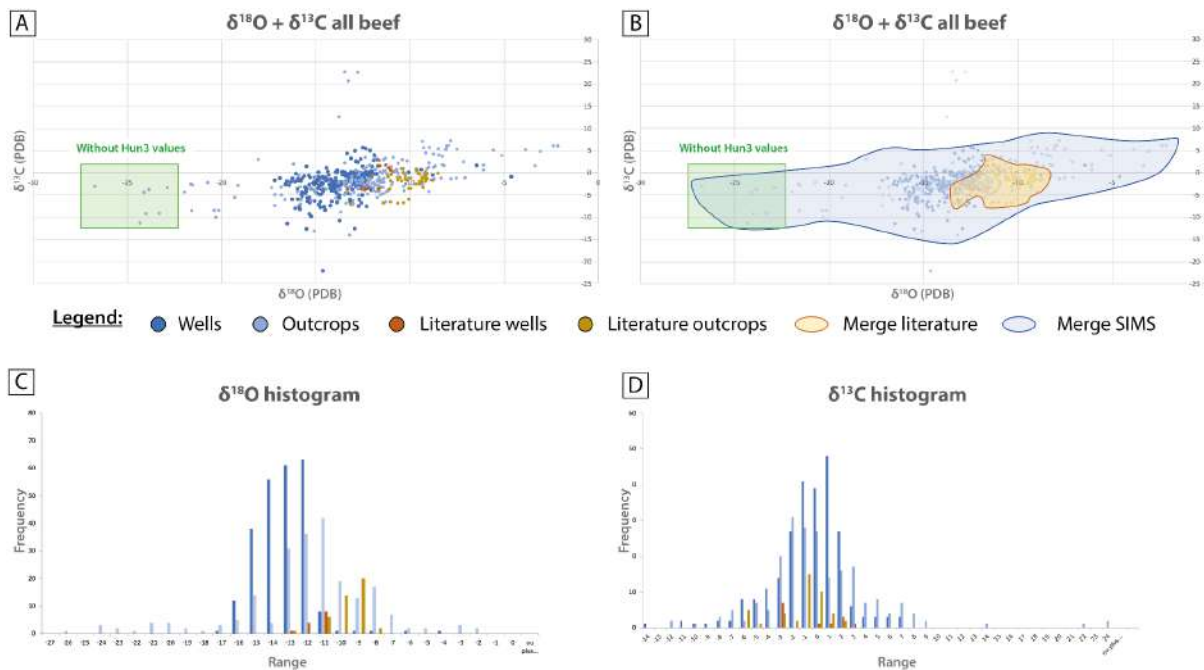


Figure 208 : Comparaison entre les données de  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  obtenues à la SIMS sur les beef des affleurements et des puits avec les données obtenues à l'IRMS lors des précédentes analyses isotopiques sur les beef. A. Pointage de l'ensemble des valeurs sur un graphique  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ . B. Mise en surbrillance des données acquises à la SIMS en bleu et acquises à l'IRMS en rouge. C. Histogramme de l'ensemble des valeurs pour le  $\delta^{18}\text{O}$ . D. Histogramme de l'ensemble des valeurs pour le  $\delta^{13}\text{C}$ .

Les beef des puits montrent une variation plus restreinte de  $\delta^{18}\text{O}$  que celle des beef de terrain. Néanmoins, de variations intra et inter-beef y sont aussi observées (Figure 207 et Figure 209). Pour le  $\delta^{13}\text{C}$ , la tendance de variation est la même que celle des beef d'affleurement. Néanmoins, la Figure 209 indique que les compositions en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  varient d'un pour les beef d'un puits à l'autre (notamment les puits A, E et I). De plus, la composition peut varier au sein d'un même puits sur des distances très courtes ; le Well-A3 (en vert ; Figure



209) est espacé de 14 m du Well-A1 (en violet ; Figure 209) et Well-A2 (en bleu ; Figure 209) (ces derniers étant espacés de 20 cm l'un de l'autre), le Well-A3 présente des valeurs différentes de celles des deux autres beef. La présence ainsi que les variations de composition de ces beef localisés dans les puits montrent que certains beef se mettent en place au cours de l'enfouissement et à des timing différents.

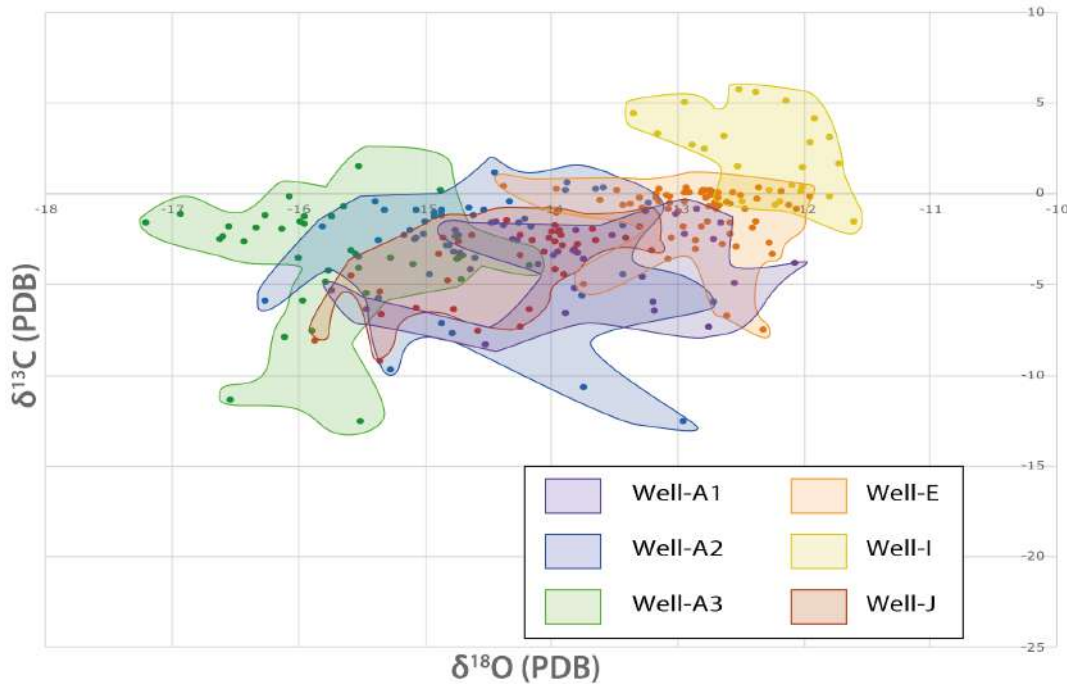


Figure 209 : Graphique du  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  pour les échantillons des beef des puits A, E, I et J.

La tendance générale indique une augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  avec le temps (de la zone médiane vers les épontes). Cette tendance est visible dans la plupart des beef et localement visible au sein d'une même génération (Figure 206 et Figure 207). Le domaine de variation du  $\delta^{18}\text{O}$  est  $\Delta = 29\text{‰}$ , tandis que celui du  $\delta^{13}\text{C}$  est  $\Delta = 40\text{‰}$ . Ces données suggèrent des conditions de formation de la calcite variable dans l'espace et le temps. Néanmoins, deux beef des puits, Well-J et Well-E (Figure 207) présentent une diminution des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  vers les épontes suggérant une croissance du beef au cours de l'enfouissement.

En prenant compte la gamme des températures de formation des beef identifiées avec les analyses clumped isotopes et inclusions fluides (77°C à 177°C), l'évolution des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  indique un changement du fluide au cours du temps impliquant soit i) un **refroidissement** ou un **réchauffement** (en fonction de l'échantillon analysé), soit ii) un **enrichissement des eaux parentes** ou iii) le **couplage** des deux (Figure 210). Les valeurs isotopiques maximales traduisent des températures supérieures à 150°C avec des eaux enrichies. La tendance générale du  $\delta^{18}\text{O}$  dans les beef indique un refroidissement de la zone médiane vers les épontes. Les valeurs minimales (>-8‰) suggèrent la présence d'eaux météoriques extra formationnelles localisées dans les générations les plus tardives et ce, uniquement sur certains

beef terrain. Cette observation suggère, une mise en place des dernières générations de beef tardives assistée par des fluides météoriques au cours de l'exhumation de la formation.

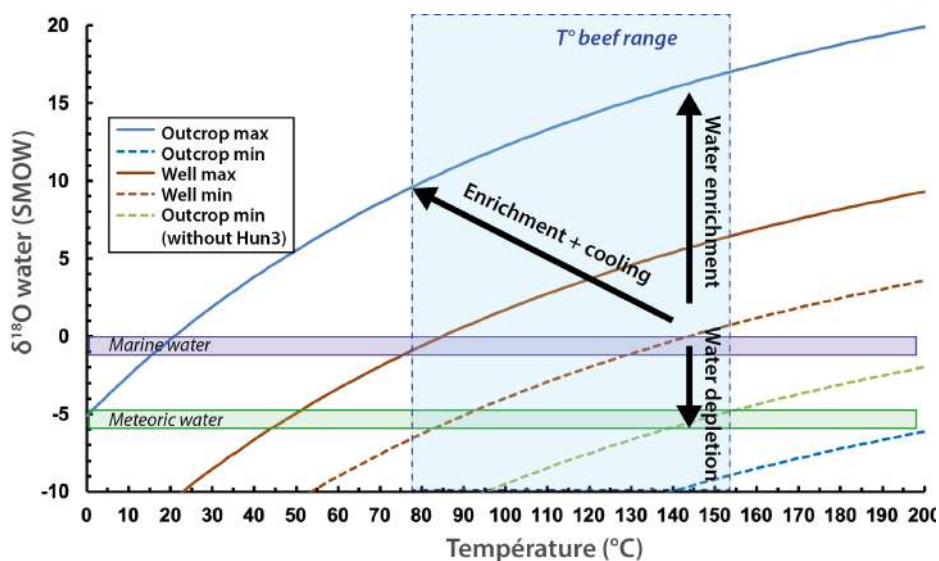


Figure 210 : Courbes de fractionnement du  $\delta^{18}\text{O}$  sur les valeurs maximales et minimales des beef d'affleurement (en bleu ; et valeurs de Hun3 corrigées en vert) et sur les beef des puits (en marron). Le rectangle bleu indique les gammes de température du fluide ayant précipité la calcite des beef. Les flèches noires montrent les différents scénarios permettant l'évolution des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$ .

De plus, les températures des clumped isotopes du  $\Delta 47$  acquises en parallèle sur le beef de terrain PC2 s'accordent avec les évolutions du  $\delta^{18}\text{O}$  ; lorsque les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  diminuent, la température diminue (PC2 Figure 185 et Figure 206). Le  $\delta^{18}\text{O}$  des beef de Vaca Muerta est donc un marqueur des paléo températures. De plus, les analyses des éléments majeurs, traces et REE confirment que la composition du fluide évolue au cours du temps et ce de manière inter- et intra beef. Pour conclure, ces données indiquent que les beef ont cristallisé pour certain au cours de l'exhumation avec une diminution de la température du fluide parent au cours du temps. D'autres beef en revanche (Well-E et Well-J), présentent des fluides qui semblent s'être formés avec une augmentation de la température au cours du temps, impliquant une mise en place au cours de l'enfouissement.

Le  $\delta^{13}\text{C}$  indique des variations allant de -22‰ à 22‰. Ces données suggèrent l'implication très locale du carbone marin ( $\approx -1\text{‰}$ ) / volcaniques ( $\approx -5\text{‰}$ ) et / ou organique ( $\approx -14\text{‰}$  pour le C4 et -27‰ C3). Les quelques valeurs très positives ( $> 20\text{‰}$ ) suggèrent l'évidence de carbone enrichi par méthanogenèse, ces pics de valeurs peuvent être associés à des mesures dans des inclusions fluides hydrocarbonées. Les principales valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  ( $> -14\text{‰}$ ) montrent une faible contribution du C organique. L'apport en carbone serait principalement d'origine marine avec +/- de contribution volcanique et légèrement organique. Nous en concluons que le carbone provient majoritairement de la dissolution des carbonates marin et est influencé localement par un apport des fluides hydrocarbonées ayant circulés dans le shale encaissant.

## V. Timing de genèse des beef

Ce chapitre montre que pour certains beef (2 échantillons) les fluides responsables de leur mise en place, ont précipité à des pressions insuffisamment élevées pour dépasser le seuil de pression lithostatique et ainsi générer des fractures horizontales par fracturation hydraulique. Il est donc nécessaire d'intégrer d'autres processus, à savoir la force de cristallisation ou la contrainte compressive, afin de générer une fracturation horizontale. Le scénario numéro 1 propose une mise en place des beef au cours de l'enfouissement pendant le Crétacé. Le deuxième scénario propose une genèse des beef au cours de l'exhumation du Crétacé terminal au Miocène. Le troisième scénario suggère une mise en place tout au long de long l'enfouissement et de l'exhumation. Les résultats pétrographiques et géochimiques de ce chapitre nous aident à déterminer quel scénario est le plus viable.

De nombreux beef présentent des fibres déformées, attestant que le fluide sous pression était couplé à des contraintes compressives horizontales, comme le bassin en a connu au Tertiaire (66 - 0 Ma).

La force de cristallisation peut s'effectuer dans les deux scénarios, et ne nécessitent qu'une très faible sursaturation de  $\text{CaCO}_3$  pour générer une surpression suffisant à dépasser la contrainte lithostatique (c.f. Figure 203).

Néanmoins, pour certains beef à l'affleurement les différentes générations de calcite enregistrent, via leurs clumped isotopes et leurs  $\delta^{18}\text{O}$ , un refroidissement au cours de la cristallisation. Pour d'autres beef les mesures de  $\delta^{18}\text{O}$  traduisent un réchauffement. Les teneurs bien plus élevées en certains éléments dans des beef (Ba, Ce, Ni, Na, Cl), comparées aux teneurs de l'encaissant sédimentaire et/ou volcanique, suggèrent que des fluides hydrothermaux d'origine externes ont circulé et alimentés les veines.

De telles mobilisations de fluides hydrothermaux, avec ces compositions, impliquent un réchauffement local de la série sédimentaire en profondeur, permettant une circulation "per ascensum" des fluides chauds et peu denses. La mise en place des sills et dykes magmatiques dans la région de Puerta Curaco ([Chapitre I – Partie 2 – II.A.2.c](#); Figure 81) coïncide avec le scénario thermobarométrique de mise en place des beef lors de l'exhumation. Ainsi, des fluides enrichis (Ba, Ce, Ni, Na, Cl) ayant lessivés les intrusions magmatiques et les évaporites de l'Auquilco auraient circulé à travers les grès du Tordillo et se seraient mélangés avec les fluides intra formationnels de Vaca Muerta. Ce fluide composite, plus chaud que son encaissant argileux, aurait fini par précipiter dans les fractures, formant ainsi les beef.

En considérant un scénario de genèse au cours de l'enfouissement, le beef PCash1 de la Figure 197 se serait donc mis en place avant la fenêtre à huile alors que ce dernier comporte des inclusions fluides hydrocarbonées, ce qui constitue une incohérence importante (Figure 191). Néanmoins, une mise en place au cours de l'enfouissement est probable pour les échantillons Beef 60, PC1 G1 et PC2 G2 (Figure 197).

Pour finir, les signatures isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$ , affectant les générations de calcite les plus tardives dans certains beef, indiquent que le fluide parent avait une composante météorique ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{beef}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{eau météorique actuelle}}$ ). Cette dernière observation pourrait se corréliser avec le scénario de mise en place au cours de l'exhumation, puisque dans le cas contraire, la calcite la plus précoce (au niveau de la zone médiane) aurait été affectée par les eaux météoriques, mais la calcite la plus tardive. Néanmoins, nous ne savons pas si des fluides météoriques ont été piégés au cours de l'enfouissement. Un autre scénario suggère que les eaux plus douces peuvent provenir de la déshydratation des argiles lors de la compaction des shales. Dans ce cas, ces fluides seraient intra formationnels et se mélangeraient avec des eaux marines.

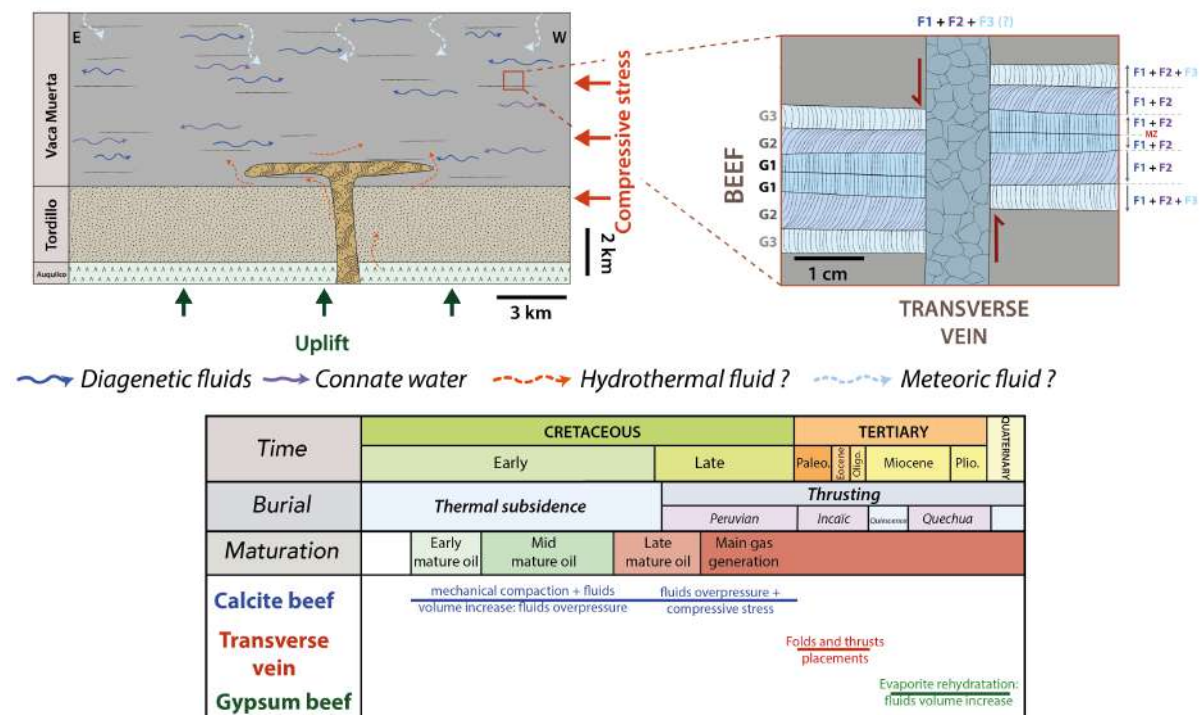


Figure 211 : Schéma illustrant le scénario de mise en place des beef de calcite et des veines transverses au cours de l'histoire géologique du bassin avec les fluides les ayant alimentés. Le zoom montre la micro texture des beef de calcite et des veines transverses d'une génération à l'autre. Le tableau en dessous propose l'histoire de mise en place des différentes générations de beef et des veines transverses avec leurs mécanismes de genèse associés.

La Figure 211 présente un modèle de mise en place des beef et des veines transverses du set 1 et du set 2 (Chapitre III) dans la formation de la Vaca Muerta au cours de l'histoire géologique du bassin de Neuquén, avec les fluides et les processus géomécaniques invoqués lors de leur genèse. La première génération de beef G1 prend place au cours de

l'enfouissement dans un environnement mature. La calcite précipitée a été alimentée par des fluides intra formationnels de type diagénétiques (flèches bleues Figure 211) et des fluides piégés lors de la déshydratation des argiles (flèches violettes Figure 211). Les fibres de calcite illustrent une croissance perpendiculaire aux épontes traduisant une phase de quiescence tectonique (zoom beef G1 Figure 211). Les mécanismes invoqués pour générer la fracturation sont les surpressions de fluides induites lors de la compaction mécanique et lors de la génération d'hydrocarbures induisant une compaction chimique et une augmentation volumique des fluides. Il est possible que la force de cristallisation ai joué un rôle dans la genèse de cette génération (Figure 203).

La deuxième génération de beef prend place au cours de l'exhumation et est alimentée par les fluides intraformationnels précédemment décrits et dans certains des beef des fluides hydrothermaux extra formationnels ayant lessivé les intrusions magmatiques (flèches en pointillés rouges Figure 211). Les veines enregistrent les pulses compressifs du Tertiaire au cours de la croissance, se traduisant par une déformation des fibres de calcite (zoom beef G2 Figure 211). Les mécanismes invoqués pour la mise en place de cette génération de beef sont les surpressions de fluides pouvant être couplés à la force de cristallisation et la contrainte compressive induite par le contexte compressif du bassin à partir du Crétacé Supérieur.

La dernière génération de beef G3 se met en place lors d'une exhumation plus tardive et est alimentées par les fluides intra formationnels et extra formationnels dont les fluides hydrothermaux et les fluides météoriques ayant circulés via les grandes fractures générées par la tectonique compressives induisant d'importantes contraintes horizontales calcite (flèches bleu clair Figure 211). Les fibres de calcite continuent d'enregistrer la déformation (zoom beef G3 Figure 211). Les mécanismes permettant la génération des beef restent les mêmes que ceux décrits pour la génération 2.

Le prochain épisode de fracturation, postérieur au beef, intervient du Paléocène à l'Oligocène au cours de la phase Incaïque ([Chapitre I – Partie 2 – II.B.6.c](#)). Les veines transverses recoupant les beef permettent d'argumenter une mise en place de beef n'allant pas au delà du Crétacé Terminal (65Ma). Les fluides ayant alimentés ces fractures proviennent de la même origine que ceux ayant alimentés les beef des générations G2 et G3. Les mécanismes d'ouvertures de ces veines sont de mode I pour le set 1 et en cisaillement pour le set 2. Leurs orientations sont associées aux directions de contraintes maximales au cours de ce pulse (NW-SE).

Le dernier épisode de fracturation est matérialisé par la mise en place de beef de gypse. L'origine du gypse est soumise à deux hypothèse : i) l'oxydation des pyrites libérant des sulfates et précipitant avec les carbonates des fluides diagénétiques, ou ii) le lessivage de évaporites de la formation de l'Auquico remontant à travers les grès poreux de la formation



de Tordillo. Le log de fracture regroupant la totalité des beef de gypse montre une inégalité sur la répartition des beef de gypse dans la formation de la Vaca Muerta sur l’affleurement de Puerta Curaco (Figure 126 A et Figure 147). La totalité des beef de gypse se situent dans les premiers 200 m de la formation, avec une augmentation de la fréquence vers la base du log. Cette observation nous conduit à argumenter un mix entre les fluides intra formationnels et les fluides remontés des évaporites lors de la réhydratation des de l’anhydrite en gypse en contact des nappes phréatiques au cours de l’exhumation. Cette réhydratation engendrera une augmentation du volume du fluide créant ainsi une surpression de fluide permettant une migration des fluides évaporitiques à travers les grès de Tordillo puis à la base de Vaca Muerta. La forte anisotropie et la faible perméabilité de la roche mère limiteront la circulation des fluides et favorisant les mécanismes de surpressions, générant ainsi des beef de gypse à la base de la formation (Figure 212).

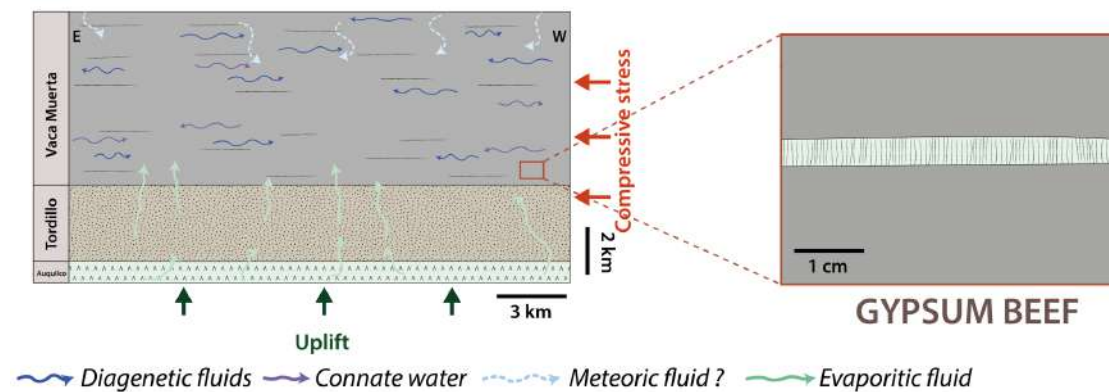


Figure 212 : Schéma illustrant de scénario mise en place des beef de gypse au cours de l’histoire géologique du bassin avec les fluides les ayant alimentés. Le zoom montre la micro texture des beef de gypse.

Pour conclure nous proposons un modèle avec une mise en place des beef à différents moments dans le temps, à partir l’enfouissement dans un environnement mature jusqu’à l’exhumation du bassin de Neuquén dans une fenêtre de temps allant du **Crétacé inférieur (110 Ma)** au **Crétacé Terminal (65 Ma)**.

# Synthèse

---

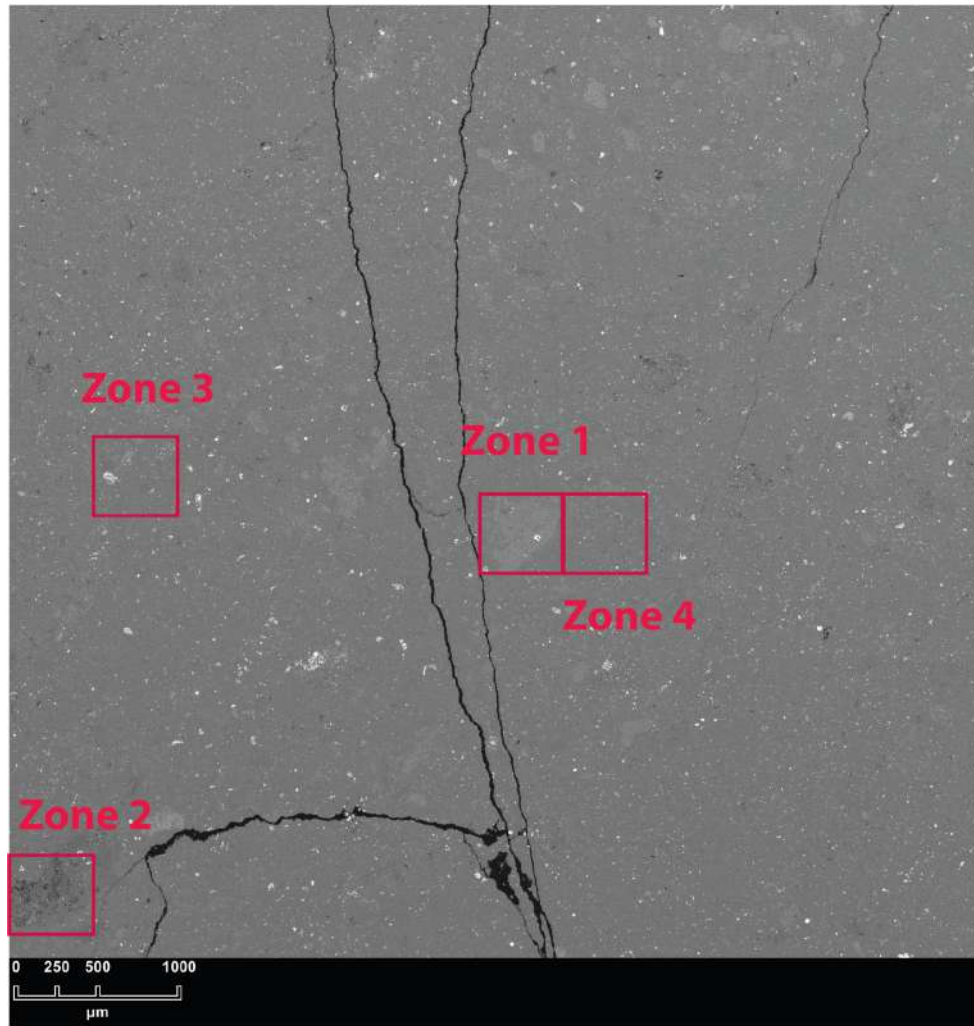
- Les beef sont des **veines antitaxiales** présentant une **croissance continue** mais dont la **vitesse de cristallisation** est **variable**. Le caractère antitaxial des beef se matérialise par une croissance cristalline à **symétrie variable**, influencée par les **comportements rhéologiques** des roches encaissantes.
- Les veines transverses sont alimentées par les **mêmes fluides** que les beef qu'elles recoupent. Ces fluides ont cependant précipité à des **températures plus froides** au cours de l'**exhumation**, synonyme d'un épisode de cristallisation plus tardif.
- Les beef se sont développés dans un environnement avec un **flux de fluide omniprésent**. La composition minéralogique des veines démontre un double héritage :
  - un **fluide marin** et un **fluide provenant de la déshydratation des argiles** ayant circulés au sein d'un **système fermé** (shales encaissants).
  - un **fluide externe**, d'origine **hydrothermal** et **météorique**, ayant circulés dans un **système ouvert** (Vaca Muerta et formations sous- et sus-jacentes).
- Les beef de la Vaca Muerta et leurs différentes générations de calcite possèdent des **compositions chimiques** et **isotopiques distinctes** :
  - au sein d'un même beef, une même génération de calcite, de part et d'autre de la zone médiane, présente des **teneurs élémentaires** et des **signatures isotopiques identiques**.
  - les différentes générations de calcite au sein d'un beef possèdent des **signatures géochimiques dissemblables**, indiquant des fluides minéralisateurs divers.
- Les températures de mise en place du fluide varient de **77°C à 177°C** avec une gamme de mise en place allant de **110 Ma à 65 Ma** au cours de l'enfouissement et au début de l'exhumation.
- Les beef se mettent en place à des **températures différentes** et ce de manière **intra beef, inter beef et inter génération**. De plus, le **gradient de température** de cristallisation de la calcite, **diminuant de la zone médiane vers l'éponte** pour certains beef à l'affelurement, indique une précipitation pluriphasée à partir d'un fluide ayant refroidit au cours du temps. Néanmoins, certains beef dans les carottes présentent un **gradient de température** de cristallisation de la calcite, **augmentant de la zone médiane vers l'éponte** argumentant une cristallisation au cours de l'enfouissement.
- Les valeurs de pression des fluides, ayant permis la formation des cristaux de calcite des beef, montrent des **surpressions inférieures au gradient lithostatique**. La surpression de fluide n'est pas l'unique facteur responsable de la fracturation, qui n'est donc **pas hydraulique**. Un deuxième agent tel que la **force de cristallisation** et/ou la **tectonique compressive**, associé au fluide en état de surpression, a permis de dépasser le seuil lithostatique et de générer la fracturation.

# Annexes – Chapitre IV

MineralVariety	Porosity correction	Ref. Depth(m): Apparent density	Lechuza	Lechuza	Lechuza	Lechuza
			-15	-1	1	15
			Area%	Area%	Area%	Area%
Quartz, silica	18	2.17	24.02%	25.78%	22.48%	23.11%
Albite		2.62	12.32%	20.85%	10.69%	12.96%
Muscovite		2.86	5.46%	3.16%	2.65%	4.72%
Kaolinite	0	2.59	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Illite	20	2.20	44.15%	29.41%	23.53%	45.76%
Chlorite		3.00	3.28%	7.14%	32.57%	2.48%
Calcite		2.71	6.48%	9.41%	3.44%	7.09%
Dolomite, ankerite		2.88	1.46%	1.08%	1.86%	1.45%
Siderite		3.80	0.01%	0.23%	0.02%	0.02%
Pyrite		5.01	1.57%	1.29%	0.69%	1.11%
Apatites		3.19	0.56%	0.33%	0.27%	0.65%
TiO2		3.89	0.18%	0.09%	0.08%	0.15%
Zircon		4.54	0.02%	0.02%	0.01%	0.01%
Barite		4.48	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Gypsum		2.33	0.08%	0.01%	0.08%	0.08%
Halite		2.17	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Fe oxides		5.19	0.01%	0.16%	0.03%	0.02%
<b>TOTAL</b>			<b>99.60%</b>	<b>98.96%</b>	<b>98.40%</b>	<b>99.61%</b>
MineralVariety	Mineral density	Mass%	Mass%	Mass%	Mass%	
Quartz, silica	2.65	21.77	22.93	19.24	21.10	
Albite	2.62	13.47	22.38	11.04	14.28	
Muscovite	2.86	6.52	3.70	2.99	5.68	
Kaolinite	2.59	0.00	0.00	0.00	0.00	
Illite, illite-smectite	2.75	40.56	26.51	20.41	42.35	
Chlorite	3.00	4.11	8.78	38.53	3.13	
Calcite	2.71	7.34	10.45	3.68	8.09	
Dolomite, ankerite	2.88	1.75	1.27	2.11	1.75	
Siderite	3.80	0.02	0.36	0.03	0.03	
Pyrite	5.01	3.28	2.65	1.36	2.34	
Apatites	3.19	0.75	0.43	0.34	0.87	
TiO2	3.89	0.29	0.14	0.12	0.25	
Zircon	4.54	0.04	0.04	0.02	0.02	
Barite	4.48	0.00	0.00	0.00	0.00	
Gypsum	2.33	0.08	0.01	0.07	0.08	
Halite	2.17	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe oxides	5.19	0.02	0.34	0.06	0.04	
IOM from RI & IOC						
<b>TOTAL</b>			<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	
Group		-15	-1	1	15	
Quartz		21.77	22.93	19.24	21.10	
Albite		13.47	22.38	11.04	14.28	
Calcite		7.34	10.45	3.68	8.09	
Dolomite, ankerite		1.77	1.63	2.14	1.79	
Clays/Micas		51.19	39.00	61.93	51.15	
Pyrite		3.28	2.65	1.36	2.34	
IOM		0.00	0.00	0.00	0.00	
Others		1.18	0.96	0.62	1.26	

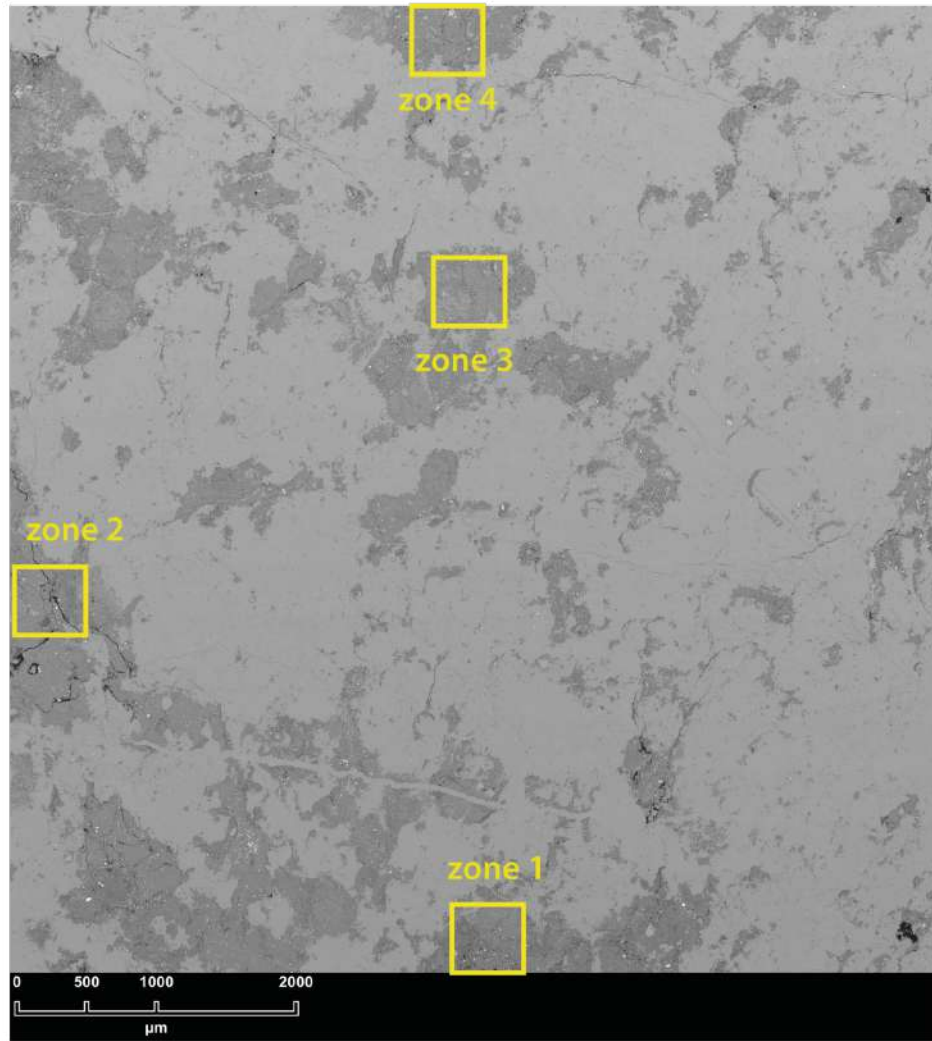
Figure 213: Données minéralogiques des 4 échantillons de shales sélectionnés pour les analyses en cartographie EDS.





		Ref:	Lechuza	Lechuza	Lechuza	Lechuza	
		Depth(m):	-15	-15	-15	-15	
WS-QEMSCAN	MineralVariety	Porosity correction	Area%	Area%	Area%	Area%	
	Quartz, silica	18	25.16%	32.06%	23.02%	21.78%	
	Albite	2.62	10.06%	13.72%	14.71%	19.67%	
	Muscovite	2.88	2.93%	3.38%	4.70%	4.21%	
	Kaolinite	0	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	
	Illite	20	32.17%	33.00%	44.33%	39.31%	
	Chlorite	3.00	14.95%	2.30%	3.18%	3.26%	
	Calcite	2.71	8.13%	8.73%	5.43%	7.83%	
	Dolomite, ankerite	2.88	3.42%	2.60%	1.18%	1.73%	
	Siderite	3.80	0.02%	0.01%	0.02%	0.01%	
	Pyrite	5.01	0.97%	1.57%	1.99%	1.11%	
	Apatites	3.19	0.30%	0.45%	0.52%	0.58%	
	TiO2	3.89	0.11%	0.13%	0.16%	0.12%	
	Zircon	4.54	0.01%	0.01%	0.01%	0.01%	
	Barite	4.48	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	
	Gypsum	2.33	0.04%	0.10%	0.08%	0.07%	
	Halite	2.17	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	
	Fe oxides	5.19	0.02%	0.01%	0.02%	0.01%	
	TOTAL			98.31%	98.01%	99.35%	99.70%
	WS-QEMSCAN	MineralVariety	Mineral density	Mass%	Mass%	Mass%	Mass%
Quartz, silica		2.65	22.43	29.51	20.84	19.58	
Albite		2.62	10.82	15.24	16.07	21.33	
Muscovite		2.86	3.47	4.08	5.61	4.59	
Kaolinite		2.59	0.00	0.00	0.00	0.00	
Illite, illite-ankerite		2.75	19.27	30.79	40.67	35.81	
Chlorite		3.00	18.42	2.93	3.93	4.05	
Calcite		2.71	9.05	10.01	6.14	8.79	
Dolomite, ankerite		2.88	4.04	3.17	1.42	2.08	
Siderite		3.80	0.03	0.02	0.03	0.02	
Pyrite		5.01	2.00	3.34	4.16	2.30	
Apatites		3.19	0.39	0.61	0.69	0.77	
TiO2		3.89	0.18	0.18	0.26	0.19	
Zircon		4.54	0.02	0.02	0.02	0.02	
Barite		4.48	0.00	0.00	0.00	0.00	
Gypsum		2.33	0.04	0.10	0.08	0.07	
Halite		2.17	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe oxides		5.19	0.04	0.02	0.04	0.02	
IOM from BI & ICC							
TOTAL			100.00	100.00	100.00	100.00	
WS-QEMSCAN	Group		-15	-15	-15	-15	
	Quartz		22.43	29.51	20.84	19.58	
	Albite		10.82	15.24	16.07	21.33	
	Calcite		9.05	10.01	6.14	8.79	
	Dolomite, ankerite		4.07	3.19	1.45	2.08	
	Clays/Micas		50.96	37.79	50.76	44.85	
	Pyrite		2.00	3.34	4.16	2.30	
	IOM		0.00	0.00	0.00	0.00	
	Others		0.67	0.93	1.09	1.07	

Figure 214: Données minéralogiques de 4 zones zoomées dans l'échantillon -15



Mineral/Variety	Porosity correction	Ref. Apparent density	Lechuza			
			1	2	3	4
Quartz, silica	18	2.17	25.78%	26.97%	26.25%	19.59%
Albite		2.62	20.85%	15.54%	15.40%	37.51%
Muscovite		2.86	3.17%	4.23%	3.34%	1.57%
Kaolinite	0	2.59	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Illite	70	2.70	39.41%	36.36%	27.90%	70.06%
Chlorite		3.00	7.14%	2.84%	9.39%	2.11%
Calcite		2.71	9.41%	9.69%	13.00%	14.00%
Dolomite, ankerite		2.88	1.08%	0.76%	1.45%	0.56%
Siderite		3.80	0.23%	0.11%	0.01%	0.09%
Pyrite		5.01	1.29%	1.26%	1.55%	2.12%
Apophites		3.19	0.13%	0.68%	0.35%	0.21%
FeO <sub>2</sub>		3.89	0.09%	0.17%	0.11%	0.11%
Zircon		4.54	0.02%	0.01%	0.01%	0.01%
Barite		4.48	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Gypsum		2.33	0.01%	0.04%	0.05%	0.49%
Halite		2.17	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Fe oxides		5.19	0.16%	0.05%	0.01%	0.06%
<b>TOTAL</b>			<b>98.50%</b>	<b>98.75%</b>	<b>98.87%</b>	<b>98.39%</b>

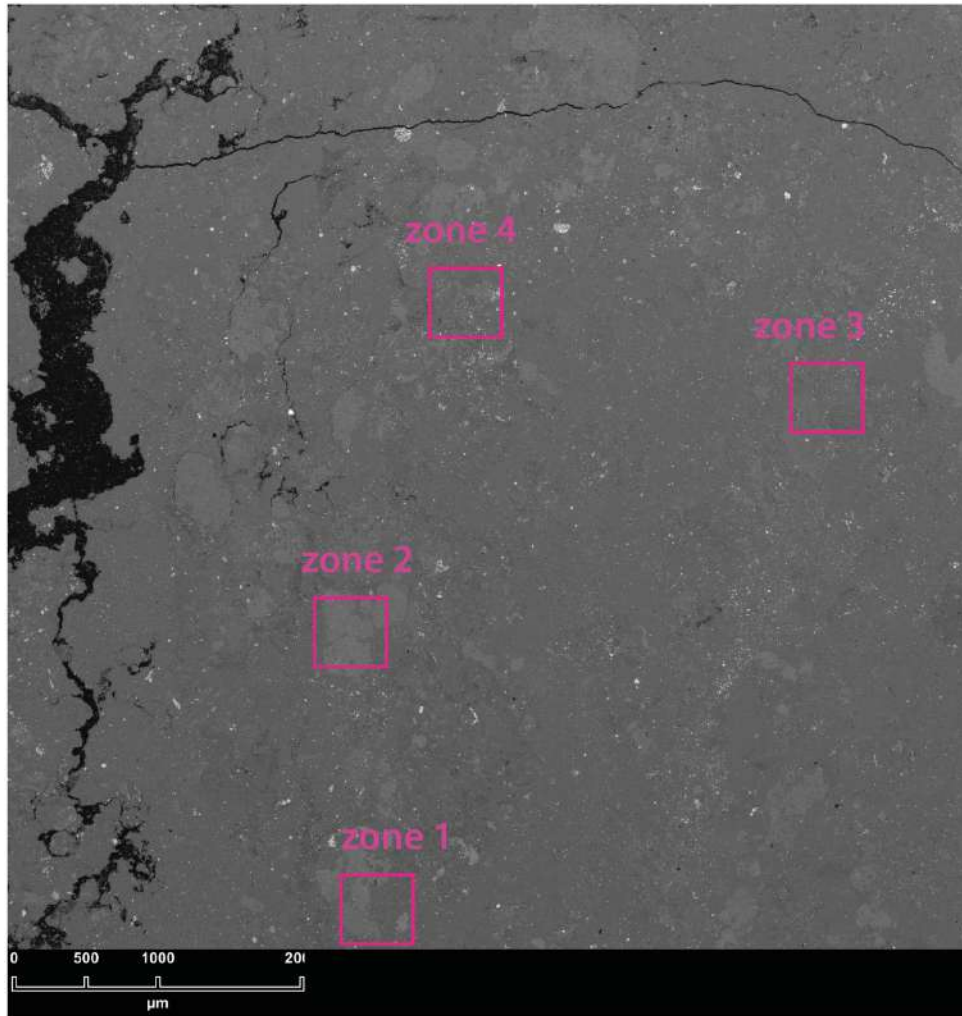
Mineral/Variety	Mineral density	Mass%			
		1	2	3	4
Quartz, silica	2.65	22.93	24.55	23.22	17.08
Albite	2.62	22.38	17.07	16.44	39.26
Muscovite	2.86	3.70	5.07	3.89	2.25
Kaolinite	2.59	0.00	0.00	0.00	0.00
Illite, illite-secotite	2.75	26.51	33.54	25.01	17.64
Chlorite	3.00	8.78	3.57	11.48	2.53
Calcite	2.71	10.45	11.02	14.36	15.17
Dolomite, ankerite	2.88	1.27	0.92	1.73	0.64
Siderite	3.80	0.36	0.18	0.02	0.14
Pyrite	5.01	1.65	2.55	3.18	4.25
Apophites	3.19	0.43	0.31	0.45	0.27
FeO <sub>2</sub>	3.89	0.14	0.28	0.17	0.17
Zircon	4.54	0.04	0.02	0.02	0.02
Barite	4.48	0.00	0.00	0.00	0.00
Gypsum	2.33	0.01	0.04	0.05	0.46
Halite	2.17	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe oxides	5.19	0.34	0.20	0.02	0.12
<b>TOTAL</b>		<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>

Group	-1	-1	-1	-1
Quartz	22.93	24.55	23.22	17.08
Albite	22.38	17.07	16.44	39.26
Calcite	10.45	11.02	14.36	15.17
Dolomite, ankerite	1.63	1.09	1.71	0.78
Clays/Micas	39.00	42.14	40.19	22.47
Pyrite	1.65	2.65	3.18	4.25
ICM	0.00	0.00	0.00	0.00
Others	0.96	1.44	0.72	1.04

Figure 215: Données minéralogiques de 4 zones zoomées dans l'échantillon -1





			Ref: Lechuza			
			Depth(m):			
			1	2	3	4
Mineral/Variety	Porosity correction	Apparent density	Area%	Area%	Area%	Area%
Quartz, silica	18	2.17	21.08%	22.48%	26.87%	23.59%
Albite	2.62	11.60%	11.60%	10.69%	9.80%	20.56%
Muscovite	2.86	3.84%	3.84%	2.65%	3.21%	3.04%
Kaolinite	0	2.59	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Illite	20	2.20	55.29%	23.55%	32.95%	29.15%
Chlorite	3.00	16.42%	16.42%	32.57%	7.60%	10.28%
Calcite	2.71	4.73%	4.73%	3.44%	12.87%	6.24%
Dolomite, ankerite	2.88	1.97%	1.97%	1.86%	3.57%	2.36%
Siderite	3.80	0.02%	0.02%	0.02%	0.02%	0.02%
Pyrite	5.01	1.10%	1.10%	0.69%	1.74%	3.35%
Apatites	3.19	0.28%	0.28%	0.27%	0.42%	0.45%
TiO2	3.89	0.15%	0.15%	0.08%	0.09%	0.12%
Zircon	4.54	0.01%	0.01%	0.01%	0.01%	0.01%
Barite	4.48	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Gypsum	2.33	2.52%	2.52%	0.08%	0.43%	0.17%
Halite	2.17	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Fe oxides	5.19	0.02%	0.02%	0.03%	0.02%	0.02%
TOTAL			99.01%	98.40%	99.60%	99.36%

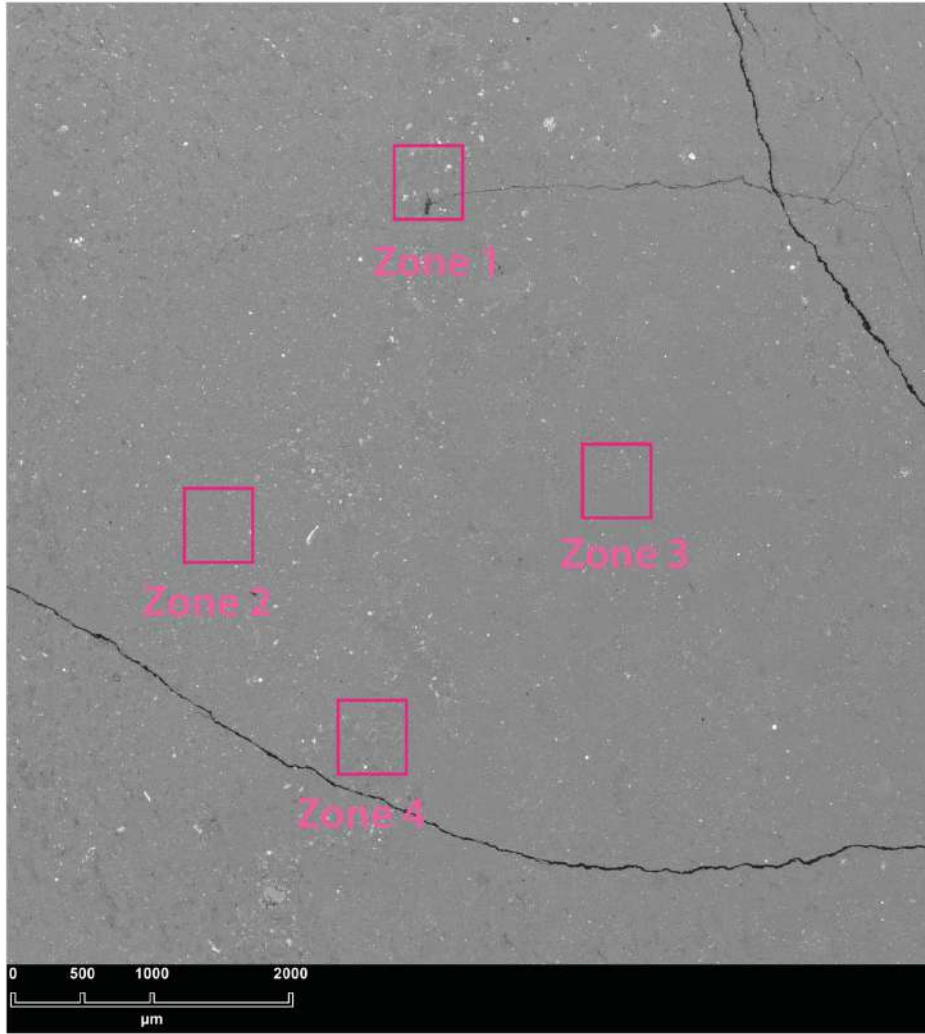
  

Mineral/Variety	Mineral density	Mass%			
		1	2	3	4
Quartz, silica	2.65	18.63	15.24	23.78	20.34
Albite	2.62	12.37	11.04	10.47	21.39
Muscovite	2.86	4.47	2.99	3.74	3.45
Kaolinite	2.59	0.00	0.00	0.00	0.00
Illite, Illite-smectite	2.75	31.61	20.41	29.56	23.48
Chlorite	3.00	20.06	38.53	9.30	12.25
Calcite	2.71	5.22	3.68	14.23	6.72
Dolomite, ankerite	2.88	2.31	2.11	4.19	2.70
Siderite	3.80	0.03	0.03	0.03	0.03
Pyrite	5.01	2.24	1.36	3.55	6.67
Apatites	3.19	0.36	0.34	0.55	0.57
TiO2	3.89	0.24	0.12	0.14	0.19
Zircon	4.54	0.02	0.02	0.02	0.02
Barite	4.48	0.00	0.00	0.00	0.00
Gypsum	2.33	2.39	0.07	0.41	0.16
Halite	2.17	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe oxides	5.19	0.04	0.05	0.04	0.04
IOM from RI & IOC					
TOTAL		100.00	100.00	100.00	100.00

Group	1	1	1	1
Quartz	18.63	19.24	23.78	20.34
Albite	12.37	11.04	10.47	21.39
Calcite	5.22	3.68	14.23	6.72
Dolomite, ankerite	2.34	2.14	4.22	2.73
Clays/Micas	56.14	61.93	42.60	41.18
Pyrite	2.24	1.36	3.55	6.67
IOM	0.00	0.00	0.00	0.00
Others	3.05	0.82	1.18	0.97

Figure 216: Données minéralogiques de 4 zones zoomées dans l'échantillon +1



Mineral Variety	Percosity correction	Ref. Depth(m): Apparent density	Lechuza			
			1	2	3	4
Quartz, silica	18	2.17	18.37%	22.55%	29.27%	18.92%
Albite		2.62	29.61%	11.08%	12.05%	29.47%
Muscovite		2.86	3.86%	5.97%	3.37%	4.28%
Kaolinite	0	2.59	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Illite		2.20	33.97%	46.63%	30.51%	34.38%
Chlorite		3.00	4.78%	2.83%	3.60%	3.09%
Calcite		2.71	4.49%	7.34%	13.59%	5.71%
Dolomite, ankerite		2.88	1.48%	1.30%	3.11%	1.53%
Siderite		3.80	0.02%	0.02%	0.01%	0.01%
Pyrite		5.01	2.19%	1.03%	0.87%	1.22%
Apatites		3.19	0.57%	0.87%	1.28%	0.38%
TiO2		3.89	0.09%	0.18%	0.13%	0.10%
Zircon		4.54	0.01%	0.02%	0.02%	0.02%
Barite		4.48	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Gypsum		2.33	0.10%	0.09%	0.11%	0.08%
Halite		2.17	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Fe oxides		5.19	0.02%	0.01%	0.01%	0.01%
TOTAL			99.16%	99.92%	99.87%	99.91%

Mineral Variety	Mineral density	Mass%			
		1	2	3	4
Quartz, silica	2.65	16.11	20.50	26.14	16.73
Albite	2.62	31.32	12.13	12.98	31.44
Muscovite	2.86	4.46	7.15	3.96	4.99
Kaolinite	2.59	0.00	0.00	0.00	0.00
Illite, Illite-smectite	2.75	30.19	42.96	27.61	30.81
Chlorite	3.00	5.79	3.56	4.44	4.64
Calcite	2.71	4.92	8.33	17.32	6.31
Dolomite, ankerite	2.88	1.72	1.57	3.68	1.79
Siderite	3.80	0.03	0.03	0.02	0.02
Pyrite	5.01	4.43	2.16	1.79	2.49
Apatites	3.19	0.73	1.16	1.68	0.49
TiO2	3.89	0.14	0.29	0.21	0.16
Zircon	4.54	0.02	0.04	0.04	0.04
Barite	4.48	0.00	0.00	0.00	0.00
Gypsum	2.33	0.09	0.09	0.11	0.08
Halite	2.17	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe oxides	5.19	0.04	0.02	0.02	0.02
IOM from Si & TiC					
TOTAL		100.00	100.00	100.00	100.00

Group	15	15	15	15
Quartz	16.11	20.50	26.14	16.73
Albite	31.32	12.13	12.98	31.44
Calcite	4.92	8.33	17.32	6.31
Dolomite, ankerite	1.75	1.60	3.70	1.81
Clays-Micas	40.44	53.66	36.02	40.44
Pyrite	4.43	2.16	1.79	2.49
IOM	0.00	0.00	0.00	0.00
Others	1.03	1.60	2.05	0.79

Figure 217: Données minéralogiques de 4 zones zoomées dans l'échantillon +15

Samples		V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	
Sample	Seawater - Elderfiled and Greaves, (1982)	7.30	8.40	7.60	8.10	4.90	5.85	6.80	9.70	10.40	7.90	
	Hun1 inside	0.16	0.20	0.55	0.23	1.07	0.87	34.61	0.20	0.15	0.01	
	Hun1 top	1.28	0.09	3.39	2.73	9.94	5.45	45.34	1.73	0.57	0.12	
	Hun1 bottom	0.79	0.22	2.83	2.13	8.99	3.49	24.95	1.27	0.32	0.05	
	Hun2 top	0.19	0.09	0.81	0.41	3.22	1.44	173.00	0.19	0.10	0.11	
	Hun2 bottom	0.11	0.09	0.65	0.41	2.13	1.15	134.50	0.14	0.10	0.15	
	Lech1 total	0.02	0.14	0.29	0.06	0.10	0.20	4.75	0.00	0.07	0.01	
	PC1 top	0.52	0.09	7.55	3.58	5.02	2.30	1032.00	0.74	0.22	0.18	
	PC1 bottom	0.18	0.10	0.67	0.53	2.03	0.68	1456.30	0.15	0.06	0.03	
	PC2	G1 top	0.61	0.09	0.92	0.47	1.06	0.83	23.79	0.13	0.16	0.03
		G2 top	0.00	0.10	3.03	0.01	0.10	0.09	3.79	0.10	0.06	0.00
		G3 top	0.89	0.09	4.34	5.52	18.35	16.48	2997.00	2.10	1.12	0.20
		G1 bottom	0.40	0.09	6.56	0.55	0.45	0.12	245.60	0.15	0.14	0.00
		G2 bottom	0.20	0.11	8.31	0.90	0.49	0.11	2.03	0.27	0.10	0.00
	PC ash1	G3 botom	0.20	0.10	11.96	1.17	6.53	2.75	29.04	1.37	0.28	0.15
		total	0.54	0.07	1.83	0.80	2.10	0.57	197.50	0.13	0.10	0.06
	PC ash2	top	1.10	0.08	217.46	0.25	0.79	0.32	3.32	0.05	0.18	0.04
		bottom	37.74	0.08	751.68	3.63	2.46	0.21	4.09	0.04	0.93	0.03
	Secant-Hun1	Total	0.32	0.09	0.71	0.40	3.09	1.50	40.85	0.20	0.14	0.21
	Secant-Lech1	Total	0.10	0.10	0.12	0.01	1.21	0.03	0.10	0.10	0.00	0.01
Secant-PC1	Total	0.05	0.09	1.23	0.37	8.62	0.35	83.99	0.08	0.03	0.14	
Secant-PC2	Total	0.38	0.10	3.02	3.56	1.79	2.84	164.82	0.95	0.25	0.23	

Samples		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	
Sample	Seawater - Elderfiled and Greaves, (1982)	22.80	9.71	19.00	3.72	0.95	5.31	6.03	5.30	4.79	
	Hun1 inside	2.31	10.53	22.16	15.89	4.51	15.25	10.99	3.49	2.13	
	Hun1 top	16.94	38.34	16.06	3.13	0.79	3.00	2.38	1.12	0.74	
	Hun1 bottom	1.54	6.40	12.19	8.55	2.76	8.93	6.79	2.20	1.36	
	Hun2 top	1.70	5.18	5.92	1.99	1.58	1.93	1.34	0.47	0.25	
	Hun2 bottom	2.59	10.47	11.06	3.31	1.23	3.22	2.74	1.23	0.87	
	Lech1 total	3.95	22.32	31.87	14.85	4.76	14.58	10.25	3.46	2.01	
	PC1	top	0.51	2.31	4.44	1.80	0.65	1.79	1.68	0.89	0.81
		bottom	1.28	8.20	18.05	6.45	1.86	6.39	5.41	2.43	1.75
	PC2	G1 top	2.19	13.00	31.32	8.46	1.81	6.72	5.36	2.12	1.52
		G2 top	0.88	6.32	18.38	8.42	1.70	7.60	6.52	2.65	2.15
		G3 top	3.15	9.82	12.35	3.96	1.21	3.34	2.73	1.18	0.94
		G1 bottom	2.49	19.70	35.43	8.60	2.48	7.15	5.63	2.32	1.56
		G2 bottom	1.66	10.39	24.18	9.11	2.36	8.20	6.55	2.58	1.81
	PC ash1	G3 botom	2.71	15.04	26.79	8.21	1.80	7.06	5.98	2.60	1.92
		total	0.62	3.19	8.36	4.60	1.61	5.39	4.93	2.59	1.94
	PC ash2	top	1.40	7.97	15.33	5.85	1.78	6.09	5.65	3.15	2.57
		bottom	2.68	15.63	24.82	7.77	1.91	7.14	6.07	3.26	2.64
	Secant-Hun1	Total	5.32	12.98	9.13	2.47	0.56	2.48	2.24	1.13	0.93
	Secant-Lech1	Total	1.41	3.79	4.17	2.47	0.80	3.09	2.63	1.06	0.59
Secant-PC1	Total	0.93	3.42	4.43	1.60	0.47	1.47	1.15	0.55	0.39	
Secant-PC2	Total	2.82	8.92	8.61	2.46	0.55	2.21	1.80	0.89	0.77	

Figure 218 : Données élémentaires des analyses ICP-AES et ICP-MS sur les calcites (beef et veines transverses) en ppm.



Samples		V	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Pb	Th	U	La	
<b>Seawater - Elderfiled and Greaves, (1982)</b>		7.30	8.40	7.60	8.10	4.90	5.85	6.80	9.70	10.40	7.90	22.80	
Sample/seawater	Hun1	inside	0.02	0.02	0.07	0.03	0.22	0.15	5.09	0.02	0.01	0.00	1.80
		top	0.18	0.01	0.45	0.34	2.03	0.93	6.67	0.18	0.06	0.02	13.19
		bottom	0.11	0.03	0.37	0.26	1.84	0.60	3.67	0.13	0.03	0.01	1.20
	Hun2	top	0.09	0.01	0.11	0.05	0.66	0.25	25.44	0.02	0.01	0.01	0.07
		bottom	0.15	0.01	0.08	0.05	0.43	0.20	28.07	0.01	0.01	0.02	0.11
	Lech1	total	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.03	0.70	0.00	0.01	0.00	0.17
	PC1	top	0.07	0.01	0.99	0.44	1.02	0.39	151.76	0.08	0.02	0.02	0.02
		bottom	0.03	0.01	0.09	0.07	0.41	0.12	214.16	0.02	0.01	0.00	0.06
	PC2	G1 top	0.08	0.01	0.12	0.06	0.22	0.14	3.50	0.01	0.02	0.00	0.10
		G2 top	0.00	0.01	0.40	0.00	0.02	0.02	0.56	0.01	0.01	0.00	0.04
		G3 top	0.12	0.01	0.57	0.68	3.74	2.82	440.74	0.22	0.11	0.03	0.14
		G1 bottom	0.05	0.01	0.86	0.07	0.09	0.02	36.12	0.02	0.01	0.00	0.11
		G2 bottom	0.03	0.01	1.09	0.11	0.10	0.02	0.30	0.03	0.01	0.00	0.07
	PC ash1	total	0.07	0.01	1.57	0.14	1.33	0.47	4.27	0.14	0.03	0.02	0.12
		total	0.07	0.01	0.24	0.10	0.43	0.10	29.04	0.01	0.01	0.01	0.03
	PC ash2	top	0.15	0.01	28.61	0.03	0.16	0.06	0.49	0.01	0.02	0.01	0.06
		bottom	5.17	0.01	98.91	0.45	0.50	0.04	0.60	0.00	0.09	0.00	0.12
	Secant-Hun1	Total	0.04	0.01	0.09	0.05	0.63	0.26	6.01	0.02	0.01	0.03	0.23
	Secant-Lech1	Total	0.01	0.01	0.02	0.00	0.25	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06
	Secant-PC1	Total	0.01	0.01	0.16	0.05	1.76	0.06	12.35	0.01	0.00	0.02	0.04
Secant-PC2	Total	0.05	0.01	0.40	0.44	0.37	0.48	24.24	0.10	0.02	0.03	0.12	

Samples		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	
<b>Seawater - Elderfiled and Greaves, (1982)</b>		22.80	9.71	19.00	3.72	0.95	5.31	6.03	5.30	4.79	
Sample/seawater	Hun1	inside	1.80	123.50	6.53	5.83	0.45	2.80	0.24	2.02	3.72
		top	13.19	449.74	4.74	1.15	0.08	0.55	0.05	0.65	1.29
		bottom	1.20	75.05	3.60	3.14	0.28	1.64	0.15	1.28	2.37
	Hun2	top	0.07	0.53	0.31	0.54	1.66	0.36	0.22	0.09	0.05
		bottom	0.11	1.08	0.58	0.89	1.29	0.61	0.45	0.23	0.18
	Lech1	total	0.17	2.30	1.68	3.99	4.98	2.75	1.70	0.65	0.42
	PC1	top	0.02	0.24	0.23	0.48	0.68	0.34	0.28	0.17	0.17
		bottom	0.06	0.84	0.95	1.73	1.95	1.20	0.90	0.46	0.36
	PC2	G1 top	0.10	1.34	1.65	2.27	1.90	1.27	0.89	0.40	0.32
		G2 top	0.04	0.65	0.97	2.26	1.78	1.43	1.08	0.50	0.45
		G3 top	0.14	1.01	0.65	1.06	1.27	0.63	0.45	0.22	0.20
		G1 bottom	0.11	2.03	1.86	2.31	2.60	1.35	0.93	0.44	0.33
		G2 bottom	0.07	1.07	1.27	2.45	2.47	1.54	1.09	0.49	0.38
	PC ash1	total	0.12	1.55	1.41	2.21	1.88	1.33	0.99	0.49	0.40
		total	0.03	0.33	0.44	1.24	1.69	1.01	0.82	0.49	0.41
	PC ash2	top	0.06	0.82	0.81	1.57	1.86	1.15	0.94	0.59	0.54
		bottom	0.12	1.61	1.31	2.09	2.01	1.34	1.01	0.62	0.55
	Secant-Hun1	Total	0.23	1.34	0.48	0.66	0.59	0.47	0.37	0.21	0.19
	Secant-Lech1	Total	0.06	0.39	0.22	0.66	0.84	0.58	0.44	0.20	0.12
	Secant-PC1	Total	0.04	0.35	0.23	0.43	0.50	0.28	0.19	0.10	0.08
Secant-PC2	Total	0.12	0.92	0.45	0.66	0.57	0.42	0.30	0.17	0.16	

Figure 219 : Données élémentaires des analyses ICP-AES et ICP-MS sur les calcites normalisées au valeur d'eau marine du pacifique (*Elderfield and Greaves, 1982*). Les valeurs du standard de l'eau de mer sont en ppm.

Samples		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sc	
NASC - Gromet et al., (1984)		64.80	0.70	16.90	5.66	0.06	2.86	3.63	1.14	3.97	0.13	14.90	
Sample	Secant-Hun1	Shale-Hun+15	55.74	0.66	17.74	5.62	0.04	1.76	14.25	1.37	2.72	0.60	17.02
		Shale-Hun+10	54.90	0.64	17.39	6.05	0.04	1.82	14.17	1.49	2.57	0.53	17.58
		Shale-Hun+5	54.17	0.58	17.15	6.95	0.04	2.21	16.28	1.25	2.41	0.57	17.54
		Shale-Hun+1	54.38	0.70	18.48	5.08	0.05	1.59	12.24	1.43	3.02	0.52	15.13
		Shale-Hun-1	58.08	0.66	18.65	5.81	0.03	1.90	11.17	1.45	2.89	0.59	16.66
	Secant-Mech1	Shale-Hun-5	58.04	0.70	19.32	5.38	0.03	1.75	10.28	1.45	3.12	0.65	17.92
		Shale-Hun-10	55.96	0.66	18.40	5.36	0.03	1.74	12.44	1.41	2.84	0.74	18.44
		Shale-Hun-15	55.10	0.62	17.54	5.71	0.03	1.82	14.24	1.32	2.71	0.76	17.58
		Shale-Lech+15	62.41	0.72	18.78	5.55	0.03	1.98	5.08	1.71	3.32	0.44	22.53
		Shale-Lech+10	59.06	0.63	17.76	6.32	0.03	2.10	5.89	1.92	2.89	0.44	19.77
		Shale-Lech+5	60.24	0.65	17.81	6.20	0.03	2.31	7.00	1.38	2.99	0.42	19.76
		Shale-Lech+1	60.99	0.71	18.48	6.01	0.03	2.20	6.08	1.51	3.11	0.41	17.62
		Shale-Lech-1	49.63	0.51	13.84	5.70	0.07	2.01	20.78	1.38	2.06	0.30	16.94
		Shale-Lech-5	61.28	0.78	19.66	5.52	0.03	2.02	4.47	1.58	3.65	0.39	19.32
		Shale-Lech-10	61.85	0.71	18.68	5.47	0.03	2.13	5.58	1.56	3.28	0.37	21.12
Shale-Lech-15	60.99	0.71	18.64	5.90	0.04	2.18	6.39	1.65	3.14	0.38	21.44		
Beef-ash-PC1	Ash	16.63	no data	8.72	4.49	0.25	3.08	67.32	0.58	0.55	0.08	2.72	
Beef-ash-PC2	Ash1	16.21	no data	8.02	4.35	0.22	2.78	65.50	0.78	0.54	0.08	2.55	
	Ash2	12.35	no data	9.13	4.29	0.33	3.64	71.85	0.35	0.35	0.09	7.89	

Samples		Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Zr	Sb	Cs	Ba	La	Ce	
NASC - Gromet et al., (1984)		124.50	25.70	58.00	125.00	142.00	200.00	2.09	5.16	636.00	31.10	66.70	
Sample	Secant-Hun1	Shale-Hun+15	46.79	8.95	43.59	136.87	333.04	116.73	0.86	12.47	303.16	28.43	53.54
		Shale-Hun+10	43.91	10.73	53.77	128.01	327.15	120.74	1.02	11.63	279.48	27.91	54.46
		Shale-Hun+5	42.40	8.25	45.32	119.07	360.65	117.69	0.82	10.73	273.04	27.90	50.81
		Shale-Hun+1	47.63	8.19	49.15	152.58	246.24	128.81	1.06	14.42	387.47	23.90	47.05
		Shale-Hun-1	50.23	8.52	52.73	144.72	244.21	119.31	1.17	13.54	313.57	26.12	49.54
	Secant-Mech1	Shale-Hun-5	56.31	8.65	44.85	153.48	265.67	129.55	1.15	14.42	422.55	29.05	55.66
		Shale-Hun-10	56.49	11.15	43.73	147.40	325.97	124.58	0.98	13.67	334.24	29.54	57.48
		Shale-Hun-15	55.43	9.64	47.70	136.04	358.03	119.97	1.05	12.46	319.51	30.31	56.21
		Shale-Lech+15	52.43	12.62	31.41	263.11	176.26	170.18	1.06	8.86	323.67	39.55	51.35
		Shale-Lech+10	49.89	13.74	31.18	221.69	175.90	147.37	1.07	14.45	275.96	37.41	60.09
		Shale-Lech+5	53.14	12.92	16.49	349.05	185.24	158.48	1.16	11.09	290.73	36.41	60.77
		Shale-Lech+1	56.11	14.22	27.97	253.55	172.48	167.33	1.33	15.21	304.44	35.73	66.13
		Shale-Lech-1	37.29	16.19	33.59	195.20	446.99	119.45	1.12	13.61	208.35	27.67	65.13
		Shale-Lech-5	57.03	13.27	22.58	339.22	172.45	182.63	1.06	14.19	344.43	35.23	71.02
		Shale-Lech-10	58.23	15.81	22.82	161.35	176.22	169.23	1.31	12.54	324.93	31.81	71.27
Shale-Lech-15	52.91	13.20	23.71	186.85	192.29	211.20	1.02	12.86	316.42	34.66	69.05		
Beef-ash-PC1	Ash	4.87	2.02	18.39	9.02	384.22	126.48	0.73	0.36	26.78	15.45	29.13	
Beef-ash-PC2	Ash1	3.84	3.02	15.46	11.46	324.01	119.08	0.83	0.84	19.05	13.53	26.74	
	Ash2	3.93	3.29	84.25	5.57	513.73	128.87	2.23	0.69	85.19	18.71	33.87	

Samples		Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Th	U	
NASC - Gromet et al., (1984)		27.40	5.59	1.18	0.85	3.06	0.46	6.30	1.12	2.10	12.30	2.66	
Sample	Secant-Hun1	Shale-Hun+15	24.69	5.05	0.84	0.65	2.18	0.34	3.76	0.89	1.75	12.39	6.84
		Shale-Hun+10	24.04	4.81	0.80	0.62	2.11	0.35	3.68	0.74	3.63	11.71	6.79
		Shale-Hun+5	23.36	4.84	0.82	0.64	2.41	0.36	3.61	0.78	3.47	11.57	6.47
		Shale-Hun+1	21.75	4.44	0.78	0.59	2.08	0.33	4.14	1.50	3.28	13.07	7.18
		Shale-Hun-1	22.36	4.51	0.77	0.60	2.25	0.34	3.88	0.89	3.10	12.77	7.16
	Secant-Mech1	Shale-Hun-5	25.01	4.93	0.81	0.65	2.27	0.36	4.18	0.96	2.20	13.32	6.41
		Shale-Hun-10	26.45	5.39	0.86	0.70	2.30	0.37	4.01	0.90	2.88	13.15	6.88
		Shale-Hun-15	25.73	5.26	0.85	0.68	2.32	0.36	3.66	0.86	2.56	12.47	7.11
		Shale-Lech+15	28.26	8.86	1.91	1.25	2.33	0.35	2.81	0.58	1.94	9.09	5.23
		Shale-Lech+10	27.42	5.73	0.92	0.73	2.33	0.36	4.06	0.92	3.14	12.27	4.85
		Shale-Lech+5	28.80	7.06	1.29	0.95	2.37	0.36	3.43	0.73	2.46	10.72	6.13
		Shale-Lech+1	29.16	5.85	0.94	0.73	2.31	0.36	4.08	0.99	2.67	12.83	5.60
		Shale-Lech-1	29.03	5.94	0.94	0.74	2.29	0.35	3.81	1.00	4.07	12.04	5.03
		Shale-Lech-5	31.84	6.33	1.07	0.78	2.42	0.36	3.79	0.94	1.91	12.40	5.07
		Shale-Lech-10	31.86	6.37	1.06	0.77	2.25	0.35	3.52	0.92	2.64	11.60	5.22
Shale-Lech-15	30.94	6.26	1.07	0.76	2.08	0.31	3.15	0.85	2.22	11.17	5.11		
Beef-ash-PC1	Ash	16.01	4.01	0.67	0.61	2.70	0.47	3.74	0.40	0.94	12.75	3.73	
Beef-ash-PC2	Ash1	14.72	3.84	0.62	0.58	2.40	0.40	3.41	0.41	1.05	12.28	3.27	
	Ash2	20.13	4.83	1.02	0.73	3.80	0.67	3.37	0.25	1.54	12.47	9.74	

Figure 220 : Données élémentaires des analyses ICP-AES et ICP-MS sur les roches (shales et cendres) en ppm.



Samples		SiO2	TiO2	Al2O	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Sc	
Sample/NASC	NASC - Gromet et al., (1984)	64.80	0.70	16.90	5.66	0.06	2.86	3.63	1.14	3.97	0.13	14.90	
	Shale-Hun+15	0.86	0.94	1.05	0.99	0.60	0.62	3.93	1.20	0.69	4.59	1.14	
	Secant-Hun1	Shale-Hun+10	0.85	0.91	1.03	1.07	0.62	0.64	3.90	1.31	0.65	4.08	1.18
		Shale-Hun+5	0.84	0.82	1.01	1.23	0.65	0.77	4.49	1.10	0.61	4.40	1.18
		Shale-Hun+1	0.84	1.00	1.09	0.90	0.82	0.56	3.37	1.26	0.76	4.00	1.02
		Shale-Hun-1	0.90	0.94	1.10	1.03	0.53	0.66	3.08	1.27	0.73	4.54	1.12
		Shale-Hun-5	0.90	1.00	1.14	0.95	0.49	0.61	2.83	1.28	0.79	4.99	1.20
		Shale-Hun-10	0.86	0.94	1.09	0.95	0.51	0.61	3.43	1.23	0.72	5.72	1.24
		Shale-Hun-15	0.85	0.89	1.04	1.01	0.55	0.64	3.92	1.16	0.68	5.88	1.18
		Shale-Lech+15	0.96	1.03	1.11	0.98	0.49	0.69	1.40	1.50	0.84	3.36	1.51
		Shale-Lech+10	0.91	0.90	1.05	1.12	0.55	0.74	1.62	1.68	0.73	3.37	1.33
		Shale-Lech+5	0.93	0.92	1.05	1.10	0.49	0.81	1.93	1.21	0.75	3.25	1.33
	Shale-Lech+1	0.94	1.02	1.09	1.06	0.49	0.77	1.67	1.33	0.78	3.16	1.18	
	Secant-Mech1	Shale-Lech-1	0.77	0.73	0.82	1.01	1.21	0.70	5.72	1.21	0.52	2.33	1.14
		Shale-Lech-5	0.95	1.11	1.16	0.98	0.48	0.71	1.23	1.39	0.92	2.99	1.30
		Shale-Lech-10	0.95	1.01	1.11	0.97	0.51	0.74	1.54	1.37	0.83	2.87	1.42
		Shale-Lech-15	0.94	1.01	1.10	1.04	0.58	0.76	1.76	1.44	0.79	2.91	1.44
		Beef-ash-PC1	Ash	0.26	no data	0.52	0.79	4.23	1.08	18.55	0.51	0.14	0.63
	Beef-ash-PC2	Ash1	0.25	no data	0.47	0.77	3.72	0.97	18.04	0.68	0.14	0.63	0.17
		Ash2	0.19	no data	0.54	0.76	5.42	1.27	19.79	0.31	0.09	0.68	0.53

Samples		Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Zr	Sb	Cs	Ba	La	Ce	
Sample/NASC	NASC - Gromet et al., (1984)	124.50	25.70	58.00	125.00	142.00	200.00	2.09	5.16	636.00	31.10	66.70	
	Shale-Hun+15	0.38	0.35	0.75	1.09	2.35	0.58	0.41	2.42	0.48	0.91	0.80	
	Secant-Hun1	Shale-Hun+10	0.35	0.42	0.93	1.02	2.30	0.60	0.49	2.25	0.44	0.90	0.82
		Shale-Hun+5	0.34	0.32	0.78	0.95	2.54	0.59	0.39	2.08	0.43	0.90	0.76
		Shale-Hun+1	0.38	0.32	0.85	1.22	1.73	0.64	0.51	2.80	0.61	0.77	0.71
		Shale-Hun-1	0.40	0.33	0.91	1.16	1.72	0.60	0.56	2.62	0.49	0.84	0.74
		Shale-Hun-5	0.45	0.34	0.77	1.23	1.87	0.65	0.55	2.79	0.66	0.93	0.83
		Shale-Hun-10	0.45	0.43	0.75	1.18	2.30	0.62	0.47	2.65	0.53	0.95	0.86
		Shale-Hun-15	0.45	0.37	0.82	1.09	2.52	0.60	0.50	2.41	0.50	0.97	0.84
		Shale-Lech+15	0.42	0.49	0.54	2.10	1.24	0.85	0.51	1.72	0.51	1.27	0.77
		Shale-Lech+10	0.40	0.53	0.54	1.77	1.24	0.74	0.51	2.80	0.43	1.20	0.90
		Shale-Lech+5	0.43	0.50	0.28	2.79	1.30	0.79	0.55	2.15	0.46	1.17	0.91
	Secant-Mech1	Shale-Lech+1	0.45	0.55	0.48	2.03	1.21	0.84	0.64	2.95	0.48	1.15	0.99
		Shale-Lech-1	0.30	0.63	0.58	1.56	3.15	0.60	0.54	2.64	0.33	0.89	0.98
		Shale-Lech-5	0.46	0.52	0.39	2.71	1.21	0.91	0.51	2.75	0.54	1.13	1.06
		Shale-Lech-10	0.47	0.62	0.39	1.29	1.24	0.85	0.62	2.43	0.51	1.02	1.07
		Shale-Lech-15	0.43	0.51	0.41	1.49	1.35	1.06	0.49	2.49	0.50	1.11	1.04
	Beef-ash-PC1	Ash	0.04	0.08	0.32	0.07	2.71	0.63	0.35	0.07	0.04	0.50	0.44
		Ash1	0.03	0.12	0.27	0.09	2.28	0.60	0.40	0.16	0.03	0.43	0.40
	Beef-ash-PC2	Ash2	0.03	0.13	1.45	0.04	3.62	0.64	1.07	0.13	0.13	0.60	0.51

Samples		Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Th	U	
Sample/NASC	NASC - Gromet et al., (1984)	27.40	5.59	1.18	0.85	3.06	0.46	6.30	1.12	2.10	12.30	2.66	
	Shale-Hun+15	0.90	0.90	0.71	0.77	0.71	0.75	0.60	0.79	0.83	1.01	2.57	
	Secant-Hun1	Shale-Hun+10	0.88	0.86	0.67	0.74	0.69	0.76	0.58	0.66	1.73	0.95	2.55
		Shale-Hun+5	0.85	0.87	0.70	0.75	0.79	0.80	0.57	0.70	1.65	0.94	2.43
		Shale-Hun+1	0.79	0.79	0.66	0.69	0.68	0.72	0.66	1.34	1.56	1.06	2.70
		Shale-Hun-1	0.82	0.81	0.65	0.71	0.74	0.74	0.62	0.79	1.48	1.04	2.69
		Shale-Hun-5	0.91	0.88	0.69	0.76	0.74	0.79	0.66	0.86	1.05	1.08	2.41
		Shale-Hun-10	0.97	0.96	0.73	0.83	0.75	0.82	0.64	0.80	1.37	1.07	2.59
		Shale-Hun-15	0.94	0.94	0.72	0.80	0.76	0.79	0.58	0.77	1.22	1.01	2.67
		Shale-Lech+15	1.03	1.58	1.62	1.47	0.76	0.77	0.45	0.52	0.92	0.74	1.97
		Shale-Lech+10	1.00	1.03	0.78	0.86	0.76	0.80	0.65	0.82	1.49	1.00	1.82
		Shale-Lech+5	1.05	1.26	1.09	1.12	0.78	0.79	0.54	0.65	1.17	0.87	2.30
	Secant-Mech1	Shale-Lech+1	1.06	1.05	0.80	0.86	0.76	0.78	0.65	0.89	1.27	1.04	2.10
		Shale-Lech-1	1.06	1.06	0.80	0.87	0.75	0.77	0.61	0.89	1.94	0.98	1.89
		Shale-Lech-5	1.16	1.13	0.91	0.92	0.79	0.79	0.60	0.84	0.91	1.01	1.91
		Shale-Lech-10	1.16	1.14	0.90	0.91	0.74	0.76	0.56	0.82	1.26	0.94	1.96
		Shale-Lech-15	1.13	1.12	0.91	0.90	0.68	0.69	0.50	0.76	1.06	0.91	1.92
	Beef-ash-PC1	Ash	0.58	0.72	0.57	0.72	0.88	1.04	0.59	0.36	0.45	1.04	1.40
		Ash1	0.54	0.69	0.53	0.68	0.78	0.87	0.54	0.37	0.50	1.00	1.23
	Beef-ash-PC2	Ash2	0.73	0.86	0.87	0.86	1.24	1.47	0.53	0.22	0.73	1.01	3.66

Figure 221 : Données élémentaires des analyses ICP-AES et ICP-MS sur les shales et les cendres normalisés aux NASC (North American Shales Composite)(Gromet et al., 1984). Les valeurs du standard NASC sont en ppm.



# Chapitre V : Synthèse, conclusions générales et perspectives



*Volcan dans la province de Chos Malal*



# **I. Discussion mécanique générale**

Ce travail de thèse avait pour objectif de caractériser la génération des fluides, leur migration et leur fracturation au sein des roches mères, à travers l'étude de veines de calcite parallèle à la stratification communément appelées « beef ». Cette étude a été réalisée dans une formation de bassin d'avant pays dont la spécificité est d'être une roche mère de classe mondiale, et comportant une qualité d'étude de la fracturation à l'affleurement et sur les carottes sédimentaires exceptionnelle. En effet, la roche mère de la Vaca Muerta, située dans le bassin de Neuquén (Argentine), présente une fréquence de beef très élevée et observable dans de nombreuses zones du bassin.

Le présent manuscrit s'est donc organisé autour de six problématiques principales : i) l'identification des paramètres contrôlant la réparation de ces fractures, ii) l'étude de leur morphologie et de leur distribution spatiale en 1D, 2D et 3D, iii) l'origine des fluides ayant alimentés ces veines, iv) leur timing de mise en place dans l'histoire d'enfouissement et d'exhumation du bassin, v) les mécanismes invoqués pour cette fracturation, et vi) l'interaction entre les beef et la migration des hydrocarbures. Pour répondre à ces différents sujets, nous avons levé des logs sédimentaires et de fractures sur les carottes sédimentaires localisées dans l'embayment et sur les affleurements terrains où analyses structurales et morphologiques ont pu être effectuées. Enfin, les données des carottes et du terrain ont été complétées par des analyses statistiques et géochimiques (organiques et minérales). La compilation de ces données nous donne des arguments pour le modèle mécanique de genèse des beef détaillé ci-dessous.

## **1. Réflexions sur les mécanismes de mise en place des beef**

Comme il a été démontré dans le chapitre I, il est nécessaire d'avoir des pressions supérieures aux pressions lithostatiques dans un milieu isotrope pour générer des fractures horizontales. En revanche, l'impact d'un milieu anisotrope, comme les shales, dans la génération des beef est moins bien contraint. Nous proposons dans cette partie un modèle mécanique de mise en place de la fracturation générant les beef.

### *a. Perméabilité dans les shales*

Comme le montre la Figure 222, l'anisotropie induite par les feuillets d'argile amènera une perméabilité dans les shales plus forte horizontalement que verticalement. Les fluides circulent donc préférentiellement le long des plans de stratification. De plus, cette différence de perméabilité a tendance à homogénéiser les pressions plus facilement horizontalement que verticalement. Ces homogénéisations impliquent que les isobares seront elles aussi



parallèles à la stratification comme le stipule le modèle développé par Cobbold et al., (2007). De ce fait, l'anisotropie favorise donc la fracturation selon ces plans.

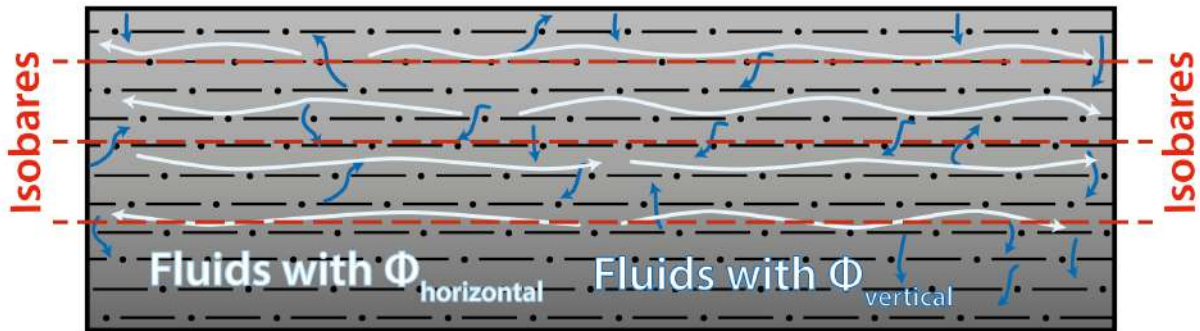


Figure 222 : Circulation des fluides dans des shales. Du fait d'une plus grande perméabilité horizontale que verticale, les fluides circulent sur de plus grandes distances horizontales (fluides bleus clairs) que sur des distances verticales (fluides bleus foncés).

### b. Anisotropie dans les shales

L'anisotropie mécanique de résistance entre les feuillets d'argile favorisera elle aussi une propagation de la fracture horizontale (Wuddivira et al., 2009). En effet, la mise en commun de la matière organique et de l'argile peut augmenter la résistance en tension des feuillets d'argiles entre eux (Singer and Le Bissonnais, 1998; Wuddivira and Camps-Roach, 2007). La matière organique agit en augmentant la cohésion des agrégats argileux tout en occluant les pores (Zaher et al., 2005). La roche va donc préférentiellement se fracturer le long des plans des feuillets d'argile en les décollant (résistance en tension très faibles ; e.g. résistance 2,21 pour les shales de la green river (Youash, 1969)), plutôt qu'initier une fracture verticale en cassant les feuillets à la perpendiculaire ce qui est mécaniquement plus compliqué (résistance en tension plus forte ; e.g. résistance 10,77 pour les shales de la green river (Youash, 1969)) (Figure 223). Par conséquent, la résistance est plus faible le long du plan de stratification.

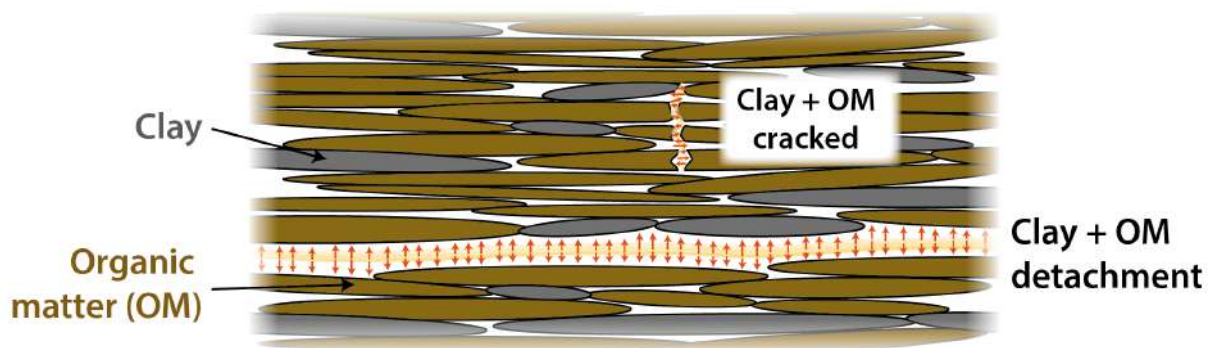


Figure 223 : La résistance en tension des feuillets d'argile dans les shales est augmentée par les paillettes de matière organique. Ainsi la résistance mécanique étant plus faible le long du plan de stratification, il est plus facile de décoller les feuillets d'argile sur un axe perpendiculaire à cette dernière.

### c. Comportement mécanique en milieu anisotrope

Dans un milieu anisotrope, en considérant une cohésion nulle, le cercle de Mohr décroît jusqu'à ce que  $\sigma_v$  touche l'enveloppe de rupture à l'origine et provoque une rupture de la roche en ce plan sans avoir d'inversion des contraintes. A ce stade précis, la roche a juste une fracture qui n'est pas ouverte (Figure 224). Dès que les contraintes s'inversent dans le domaine des tensions, le  $\sigma_v$  entre en tension. A partir de ce moment les fractures s'ouvriront, **il n'est donc pas nécessaire d'aller loin dans le domaine des tensions avec l'inversion des contraintes dans un milieu anisotrope pour ouvrir des fractures horizontales uniquement par processus de surpression**. En d'autres termes, dès que le  $\sigma_v$  atteint le seuil de pression lithostatique, la roche se fracture. Dans le modèle de Cobbold et al., (2007), qui considèrent un milieu isotrope, les auteurs démontrent qu'il est nécessaire de dépasser le seuil de pression lithostatique pour engendrer une fracture (Figure 224). En effet,  $\sigma_h$  doit atteindre son enveloppe de rupture en tension lors de l'inversion des contraintes pour générer une fracture. En revanche dans le modèle de shale constituant un milieu anisotrope n'ayant pas de résistance en tension sur le plan de l'anisotropie (parallèle à la stratification), la fracture se génère dès qu'elle atteint la pression lithostatique. Nous en déduisons que la condition pour générer une fracture à l'horizontal dans un milieu anisotrope il est nécessaire d'atteindre la pression lithostatique sans obligatoirement la dépasser.

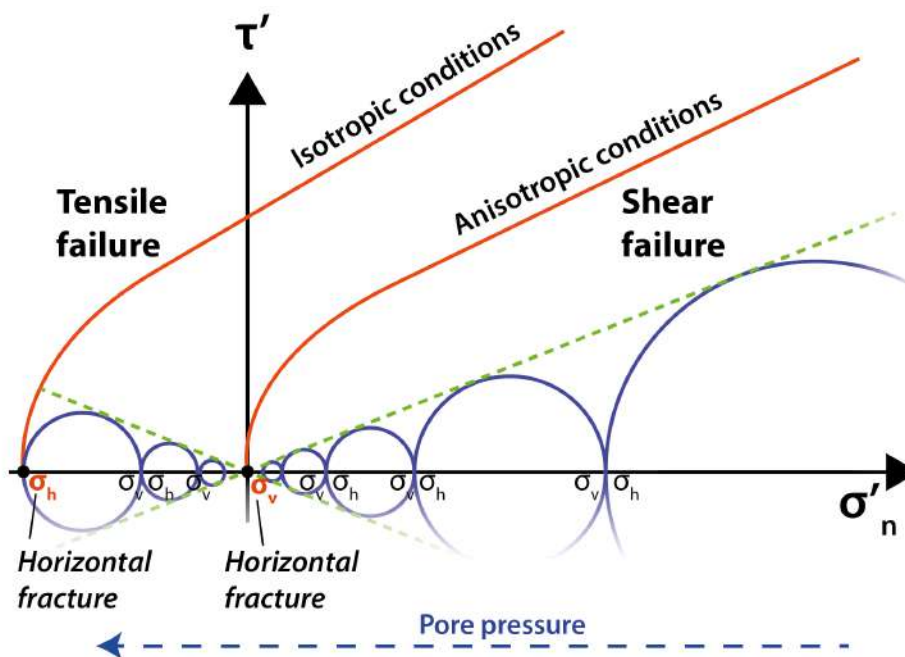


Figure 224 : Lorsque la contrainte verticale  $\sigma_v$  touche l'enveloppe de rupture, une fracture se produit sur le plan de plus faible contrainte à savoir sur le plan de la contrainte horizontale  $\sigma_h$ . Dans un milieu anisotrope ce phénomène se produit à l'origine. Dans un milieu isotrope, Cobbold et al., (2007) démontrent que les contraintes s'inversent et que le  $\sigma_h$  touche l'enveloppe de rupture dans le domaine des tensions provoquant aussi une fracture horizontale. Dans les deux cas (isotrope et anisotrope) des fractures horizontales sont générées mais l'état de contrainte n'est pas le même.

Les résultats des pressions de deux beef présentés dans le chapitre IV indiquent qu'il y a bien la présence de surpressions de fluides. En revanche, ces surpressions ne dépassent jamais le seuil de pression lithostatique, permettant de générer une fracture horizontale. Les mesures sur inclusions fluides indiquent qu'il manque un GAP de 10MPa et 15 MPa. Ces résultats invoquent le couplage des surpressions de fluides avec d'autres processus mécanique permettant d'augmenter la pression, à savoir la contrainte tectonique compressive et / ou la force de cristallisation. De plus, **le fait que  $P_f < P_{Litho}$  implique que les beef ne se sont pas mis en place par fracturation hydraulique.**

*d. Influence de la contrainte tectonique compressive dans l'initiation et l'ouverture de la fracturation*

La Figure 225 illustre un état de contrainte sans contrainte tectonique compressive (cercle bleu) et un état de contrainte avec une contrainte tectonique compressive (cercles verts). La contrainte tectonique compressive fait décaler le  $\sigma_h$  vers la droite engendrant un cercle de plus en plus petit en pouvant même générer une inversion des contraintes si celui ci devient supérieur à  $\sigma_v$ . En continuant d'augmenter le  $\sigma_h$  compressif, le cercle de Mohr finira par toucher l'enveloppe de rupture générant une fracture dans le domaine en cisaillement (grand cercle vert ; Figure 225). Dans cet état de contrainte, le  $\sigma_v$  reste fixe. Or, pour générer une fracture horizontale dans un milieu anisotrope, et de ce fait générer des beef, nous avons démontré qu'il était nécessaire de que le  $\sigma_v$  touche l'enveloppe de rupture passant par l'origine. La seule

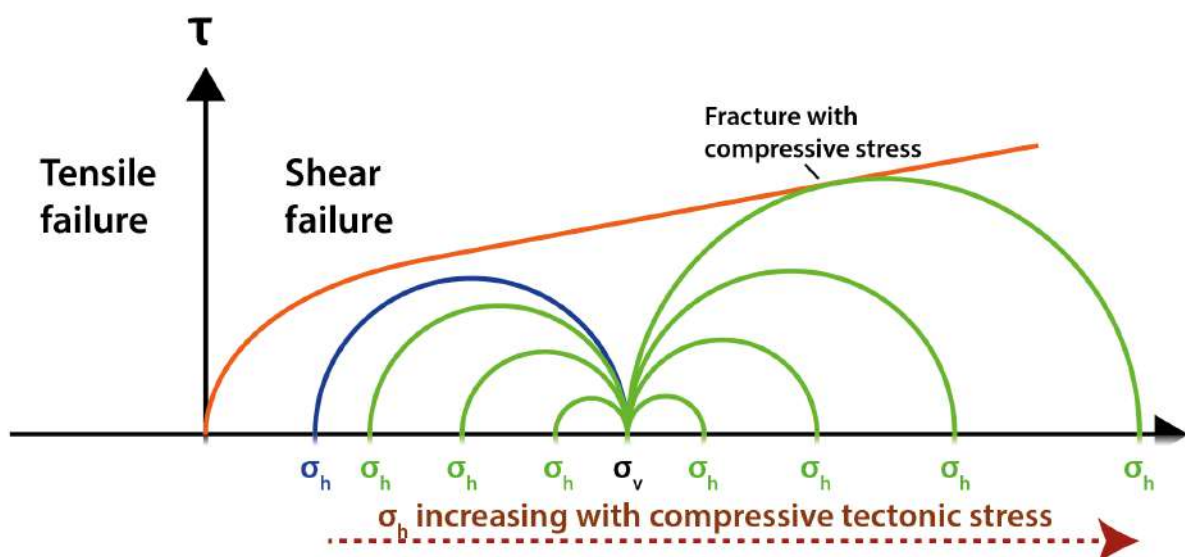


Figure 225 : L'état de contrainte sans contrainte de compression tectonique est matérialisé par le cercle bleu. Lorsque l'état de contrainte tectonique se rajoute (cercles verts), la contrainte horizontale  $\sigma_h$  diminue jusqu'à inverser les contraintes et fracturer la roche en cisaillement. En revanche l'ajout de la contrainte tectonique compressive ne permet pas de générer une fracturation horizontale pour générer des beef avec une ouverture en tension.

force permettant de déplacer le  $\sigma_v$  dans cet état est que la pression des fluides soit égale ou supérieure à  $\sigma_v$ . Ainsi, mécaniquement parlant, la Figure 225 montre **que la contrainte tectonique compressive seule ne peut pas générer des fractures horizontales en tension en milieu anisotrope. En revanche, le couplage des pressions de fluides avec la contrainte tectonique compressive permet de générer des beef.** En revanche, si ces beef ne se mettent pas en place en tension, sachant que i) la compression va favoriser la fracturation en cisaillement, et que ii) les analyses pétrographiques de nombreux beef montrent une déformation des fibres sous l'effet de contraintes cisailantes, il est possible que certains beef se soient mis en place en cisaillement suivant le modèle de rupture de la Figure 225.

*e. Couplage de la contrainte tectonique compressive avec la pression des fluides*

Le couplage de la contrainte tectonique compressive  $\sigma_{\text{tectonique}}$  et de la pression des fluides  $P_f$  peut faire varier l'état de contrainte comme le détaille la Figure 226. La Figure 226 A part d'un état de contrainte dans un milieu anisotrope avec la contrainte verticale  $\sigma_v$  représentant le poids des sédiments sus-jacents en  $\sigma_1$  et un  $\sigma_h$  en  $\sigma_3$ . Lors de l'ajout de la contrainte tectonique,  $\sigma_h$  devient plus important diminuant ainsi la taille du cercle de Mohr. La pression de fluide, quant à elle va déplacer le cercle de Mohr vers l'enveloppe de rupture (Figure 226 B). Si le  $\sigma_{\text{tectonique}}$  continue à augmenter, il peut se produire une inversion des contraintes en ayant un  $\sigma_h > \sigma_v$  (Figure 226 C). Une fracture peut donc avoir lieu suivant ces deux issues. La première est détaillée dans la Figure 226 D et montre que la pression des fluides a amené le  $\sigma_v$  du cercle de Mohr à l'origine touchant l'enveloppe de rupture et provoquant une fracture horizontale. Dans ce cas-ci, les fibres de calcite pousseront perpendiculaires à la rupture aidée par la force de cristallisation. Dans la deuxième issue, il est possible que  $\sigma_h \gg \sigma_v$  due à une forte  $\sigma_{\text{tectonique}}$ . Le cercle de Mohr touche l'enveloppe de rupture dans le domaine de cisaillement avant d'avoir pu atteindre l'origine. La Figure 226 E montre ainsi une fracture en cisaillement qui peut impliquer une déformation des fibres des beef.

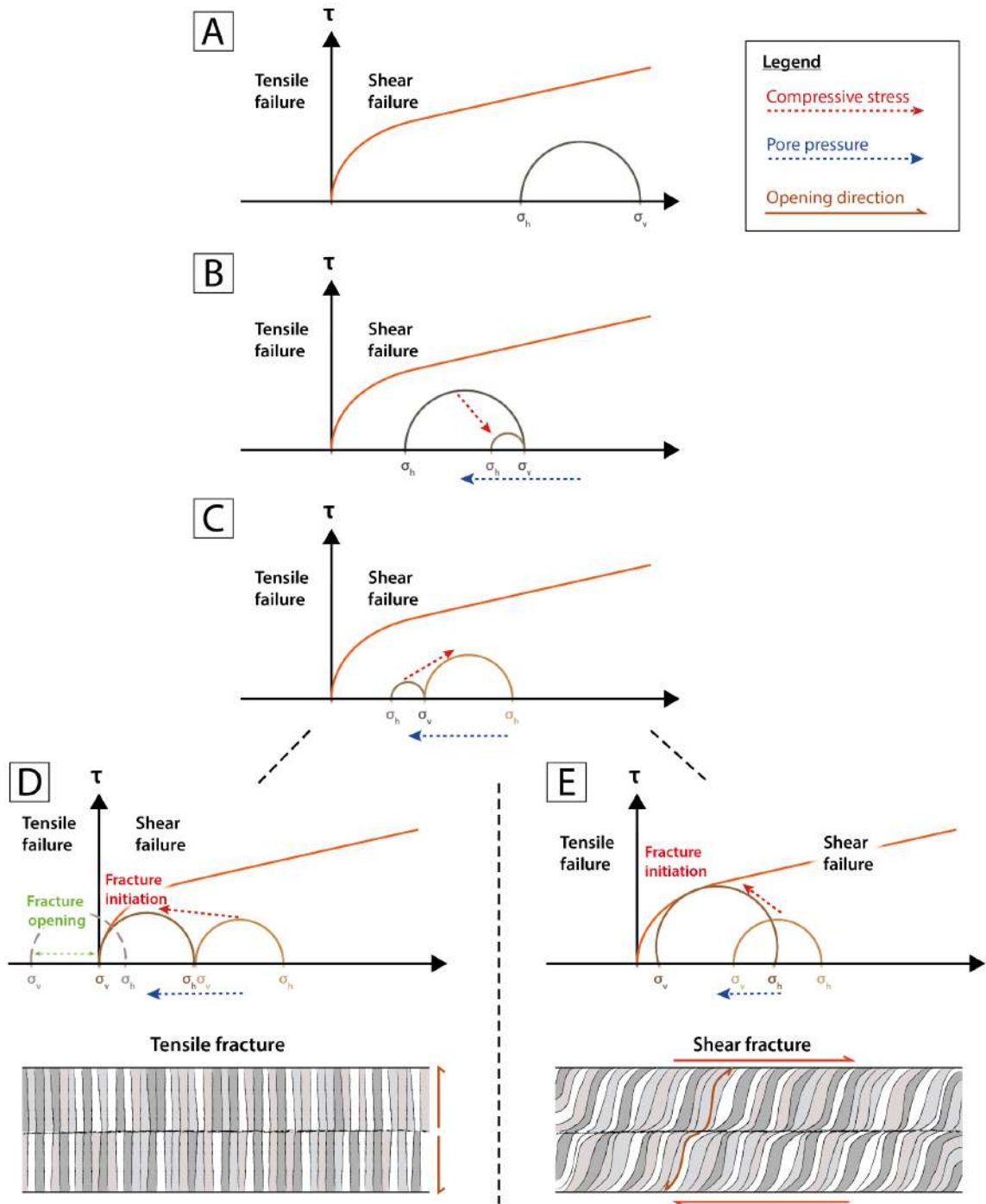


Figure 226 : Évolution de la fracturation en fonction de l'état des contraintes dans un shale avec l'apport de la contrainte tectonique compressive  $\sigma_{\text{tectonique}}$  et la pression des fluides  $P_f$ . A. État de contrainte initial. B. Action de  $\sigma_{\text{tectonique}}$  augmentant la valeur de  $\sigma_h$  et de ce fait, diminuant la taille du cercle de Mohr. La  $P_f$  diminue la contrainte différentielle  $\sigma_v - \sigma_h$  rapprochant ainsi le cercle de l'enveloppe de rupture. C. Inversion des contraintes due à l'augmentation de  $\sigma_{\text{tectonique}}$  raugmentant la taille du cercle de Mohr. Rapprochement du cercle de Mohr de l'enveloppe de rupture sous l'effet de  $P_f$ . D. Cas avec  $P_f$  ayant amené le cercle de Mohr à l'origine initiant une fracture horizontale qui s'ouvrira dans le domaine des tensions. Les fibres ne marquent pas la déformation. E. Cas avec  $\sigma_{\text{tectonique}}$  ayant amené le cercle de Mohr à l'enveloppe de rupture dans le domaine de compression initiant une fracture en cisaillement. Les fibres ne marquent pas la déformation lors de l'ouverture.



### f. Couplage de la force de cristallisation avec la pression des fluides

Lorsque la contrainte horizontale  $\sigma_h$  (contrainte tectonique compressive) est plus importante que la contrainte verticale  $\sigma_v$  (poids des sédiments sus-jacents), le cercle de Mohr présente une inversion des contraintes dans les domaines cisailant et en tension (Figure 227 ; cercle vert). Avec une pression des fluides  $P_f$  égale à la contrainte verticale  $\sigma_v$ , l'état de contrainte ne bougera pas. Dans ce cas de figure, pour générer une fracture horizontale ( $\sigma_v$  devant atteindre l'enveloppe de rupture), nous suggérons que la force de cristallisation peut faire décaler le différentiel des contraintes vers l'origine (Figure 227 ; cercle bleu). Elle peut aussi participer à l'ouverture de la fracture une fois que celle-ci ait été générée (Figure 227 ; cercle jaune). Ainsi, comme discuté dans le chapitre IV, pour une  $P_f = 25$  MPa, et une  $P_{Litho} = 56$  MPa, la force de cristallisation doit atteindre des valeurs 10MPa nécessitant une faible sursaturation du fluides de 1,14 ([Wiltschko and Morse, 2001](#)), ce qui est largement envisageable.

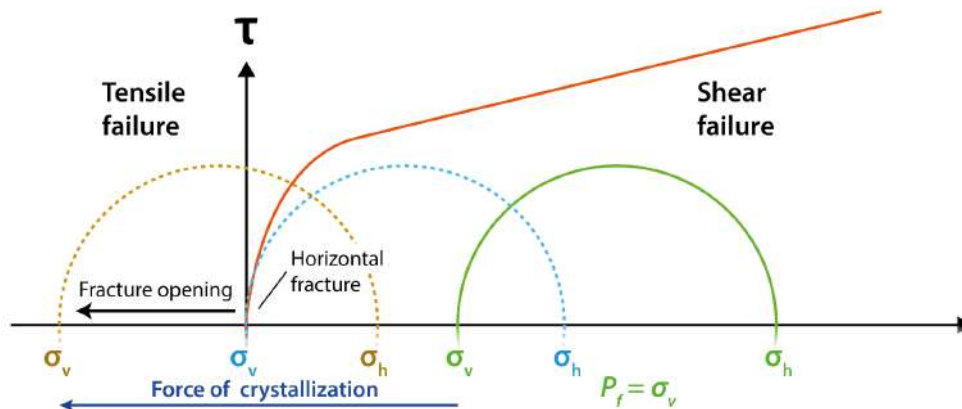


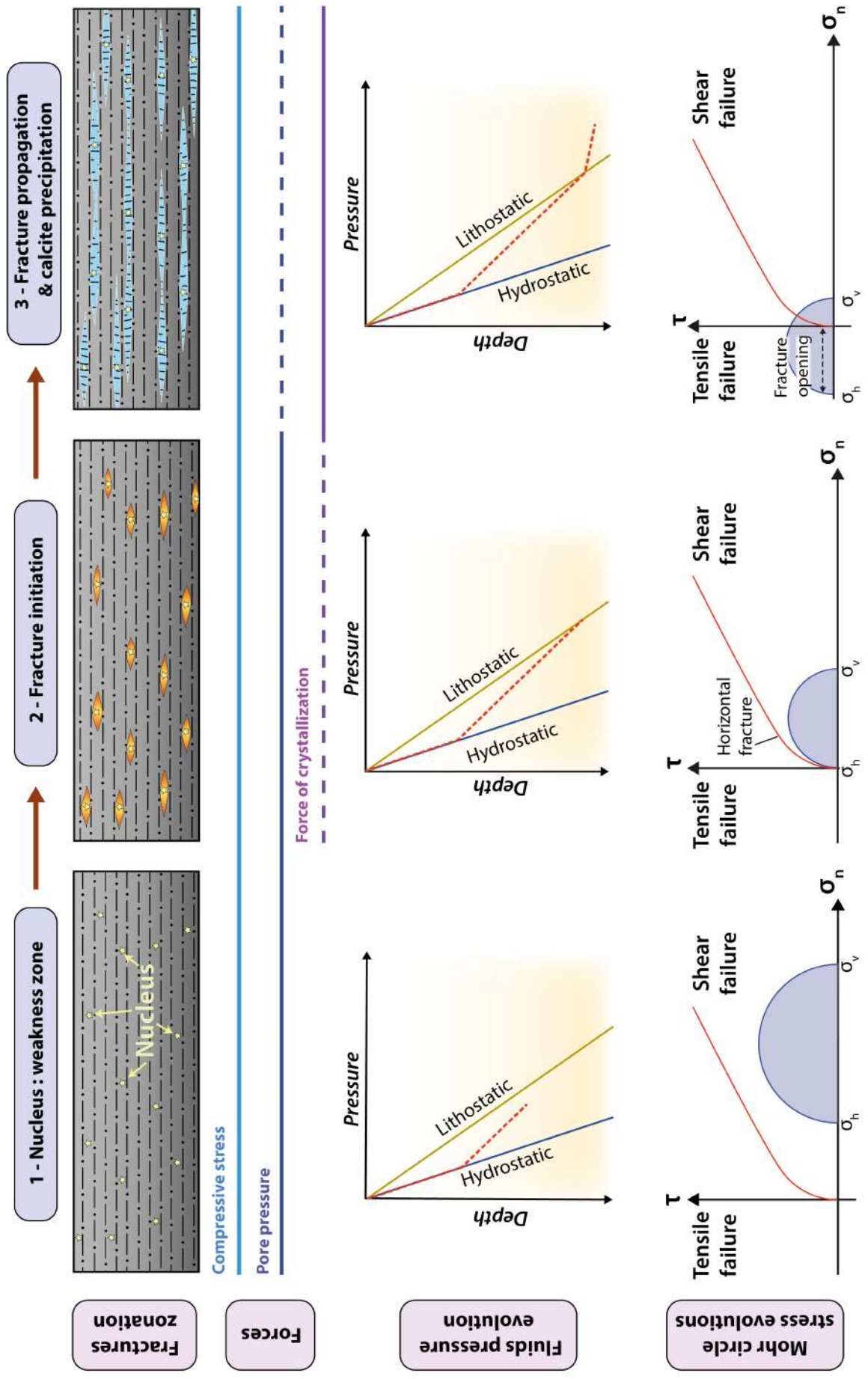
Figure 227 : Partant d'un état initial avec une contrainte tectonique compressive ayant inversé les contraintes ( $\sigma_v < \sigma_h$  ; cercle vert) et une pression de fluide  $P_f$  égale à la contrainte verticale  $\sigma_v$ , la force de cristallisation peut décaler le cercle de Mohr jusqu'à ce que  $\sigma_v$  touche l'enveloppe de rupture et génère une fracture (cercle bleu), puis cette force continuera à agir dans le domaine des tensions lors de l'ouverture de cette fracture (cercle jaune).

La croissance continue des fibres de calcite observée dans les résultats pétrographiques de cette étude attestent de la présence de la force de cristallisation, tandis que la déformation des fibres de calcite de certains beef attestent de contraintes compressives lors de leur mise en place. Aux vues de valeurs manquantes pour atteindre la  $P_{Litho}$ , il est tout à fait possible que les surpressions aient été couplées avec ces deux processus.

## 2. Modèle de fracturation dans une roche mère anisotrope de type shale

La Figure 228 propose un modèle de mise en place des *beef*, en représentant les états des contraintes de la génération à l'ouverture de la fracture horizontale. Au cours de l'enfouissement de la roche mère de type shale, plusieurs processus de surpression de fluides vont se développer, ils sont notamment dus à la génération des hydrocarbures, la compaction mécanique, et la très faible perméabilité du shale, favorisant la rétention des fluides. L'initiation de la fracture se localisera au niveau des contrastes et des zones de faiblesse comme identifiés au cours de cette étude, e.g. nucléus créant une zone de faiblesse qui peut être une ammonite comme suggéré par Rodrigues et al., (2009), feuillettes d'argiles dans une zone riche en matière organique, ou encore une interface entre une cendre volcanique et le shale. Avec le couplage de la force de cristallisation et / ou de la contrainte compressive avec les surpressions de fluides, la contrainte horizontale  $\sigma_h$  atteindra la pression lithostatique générant une fracture horizontale (parallèle au plan d'anisotropie, donc parallèle à la stratification). Cette fracture se produira dans le domaine à l'origine ou au début du domaine des tensions, cela dépend des valeurs de la résistance en tension de la roche. Les divers fluides présents dans le shale circuleront à travers ces fractures et précipiteront de la calcite. La fracture s'ouvrira avec un fluide (aqueux et hydrocarboné) continu entre le cristal et l'éponte, créant ainsi une croissance continue antitaxiale dans le domaine de tension.

*Figure 228 : Modèle de génération de mise en place des *beef* dans des shales avec les processus de surpressions de fluides induites par la génération des hydrocarbures et la compaction mécanique et la faible perméabilité de la roche. Ces surpressions sont assistées par le couplage de la contrainte tectonique compressive et de la force de cristallisation. Trois stades sont illustrés avec leur état de contrainte respectif à savoir, le nucléus de la fracture, sa génération et son ouverture.*





## II. Conclusions générales

### a. *Version française*

D'un point de vue plus général, les travaux de cette thèse permettent de mettre en avant les grandes conclusions suivantes :

Les principaux facteurs contrôlant la distribution de la fracturation dans l'espace ont pu être identifiés. Les deux paramètres les plus importants étant i) le **TOC**, influant sur le développement des surpressions de fluides lors de la maturation de la matière organique et renforçant l'anisotropie, et ii) les **hétérogénéités sédimentaires**, notamment aux interfaces des cendres volcaniques, créant des zones de contraste et faiblesse rhéologique. La **maturité** de la roche joue également un rôle important, plus la roche est mature, plus elle génèrera des hydrocarbures et plus elle favorisera le développement de surpressions aidant à la génération des fractures horizontales. La **contrainte compressive** diminuera les valeurs de la contrainte principale  $\sigma_v$  et aidera à augmenter celle de  $\sigma_h$ . Ainsi la mise en place des fractures horizontales est favorisée. Dans un second ordre, les **zones riches calcite** localiseront les beef du fait de i) leur niveau de **fracabilité** plus élevés que le reste de la roche mère, et de ii) leur **porosité** préservée à contrario des zones riches en argiles.

Du point de vue de la morphologie des beef, **différentes familles** ont été identifiées via des critères morphostructuraux. Les **beef aux interfaces sédimentaires** sont les plus nombreux, représentant **75%** de la totalité des beef dans la zone de l'embayment. Ces résultats soulignent l'importance des **zones de contrastes rhéologiques et de faiblesses** dans la localisation de ces fractures. Ces beef sont souvent associés à une morphologie 2D et 3D très **continue**, les zones de faiblesses leur permettant de **s'étendre** sur des longueurs pluri-décamétriques. Les autres beef, représentant un quart de la totalité de ces fractures, sont localisés au **sein de shales** dans les **zones à fort TOC**. Ils semblent être plus affectés par des surpressions locales de fluide et des faibles résistances en tension verticales induites par l'anisotropie de la roche encaissante. Leur morphologie 2D et 3D présente des **formes lenticulaires** ne dépassant pas les quelques mètres de long. Un dernier facies a été identifié, présentant un shale comportant un regroupement très dense de beef de faibles tailles (milli-à centimétrique) appelé **microbeef**. Ce facies comporte de façon quasi systématique **le TOC le plus élevé** de la formation, mettant en évidence le **lien entre le TOC** influant sur les surpressions de fluide et **les microbeef**. Suite aux observations énumérées ci-dessus, nous affirmons que **la présence de beef dans la roche mère de Vaca Muerta est indicateur de sa maturité**.



Aux vues des arguments en faveur de la genèse des beef au cours l'enfouissement et / ou de l'exhumation, il semble que les beef se soient mis en place tout au long de l'enfouissement depuis le début de l'entrée dans la fenêtre à huile jusqu'à l'exhumation. Ainsi, d'après les résultats géochimiques de cette étude, les beef se mettent en place entre **110 Ma** et **65 Ma**, en contexte de bassin d'arrière pays avec un régime tectonique extensif puis de bassin d'avant pays avec un régime tectonique compressif. Leurs températures de mise en place oscillent de **77°C** à **170°C** avec un fluide initial plus chaud, refroidissant au cours du temps. Les sources des fluides ayant alimenté les beef sont à la fois i) **intra-formationnelles** avec un lessivage de la roche encaissante et la génération d'hydrocarbures fournissant les éléments du Ca et du C pour la précipitation de calcite des beef (**système fermé**). Elle peuvent aussi être ii) **extra-formationnelles (système ouvert)** avec un apport de fluides **hydrothermaux** enrichis en certains éléments (Ba, Ni, Ce, Na, Cl etc...) ayant pu lessiver les nombreuses **intrusions magmatiques** présentes dans le bassin de Neuquén, ainsi que les **évaporites** de la formation de l'Auquilco. Les dernières générations de calcite de certains beef sont très tardives et ont été alimentées par un **mélange de fluides intraformationnels et d'eaux météoriques ou lors de la déshydratation des argiles**. Les beef ne se sont pas tous générés au **même instant** dans le bassin, et leurs fluides parents comportent quelques variations compositionnelles en fonction des mélanges des eaux intra- et extra-formationnelles. De plus, les différentes générations de calcite au sein d'un beef se sont mise en place à **des âges, températures et compositions des fluides parents différents**. La génération des hydrocarbures et la mise en place des beef est étroitement liée. La présence d'**inclusions fluides hydrocarbonées** dans les beef indique que les fluides hydrocarbonés ont utilisé les **mêmes voies de migration** que les fluides parents aqueux ayant alimentés les beef lors de leur formation.

Les variations verticales et latérales des teneurs en **matière organique** vont **renforcer l'anisotropie locale** de la roche mère **réduisant la résistance en tension** de la roche, et de ce fait, **faciliter la fracturation horizontale**. De plus, les grands processus de génération des surpressions présents dans le bassin, à savoir la **compaction chimique et mécanique** et la **génération des hydrocarbures** (notamment de l'huile en gaz) vont provoquer des **augmentations locales de surpressions** de fluide. Ces phénomènes de surpressions vont se **coupler** avec les phases de **contraintes compressives** présentes au Tertiaire dans le bassin de Neuquén, ainsi qu'à la **force de cristallisation** permettant de générer une fracture horizontale. En revanche, les valeurs de surpressions de fluide seules sont trop faibles pour générer une fracturation horizontale, **les beef ne résultent donc pas d'un seul et unique processus de fracturation hydraulique**.

## *b. English version*

From a more general point of view, the work of this thesis allows us to highlight the following main conclusions:

The main factors controlling the distribution of fracturing in the subsurface are identified. The two most important parameters being i) **TOC**, influencing the development of fluid overpressures during the maturation of organic matter and reinforcing anisotropy, and ii) **sedimentary heterogeneities**, especially at the interfaces of volcanic ashes, creating zones of contrast and rheological weakness. The **maturity** of the rock also plays an important role; the more mature the rock is, the more hydrocarbons it will generate and the more it will favor the development of overpressures helping the generation of horizontal fractures. **Compressive stress** will decrease the values of the main stress  $\sigma_v$  and help increase the value of  $\sigma_h$ . Thus, the setting of horizontal fractures is favored. In a second order, **calcite-rich zones** will localize the beef because of i) their higher level of **fracability** than the rest of the source rock, and ii) their preserved **porosity** as opposed to clay-rich zones.

From the point of view of beef morphology, **different families** have been identified using morphostructural criteria. **Beef at sedimentary interfaces** are the most abundant, representing **75%** of all beef in the embayment zone. These results highlight the importance of areas of **rheological contrasts and weaknesses** in the location of these fractures. These beef are often associated with a very **continuous** 2D and 3D morphology, the zones of weakness allowing them to **extend** over hundred meters in length. The other stems, representing a quarter of all fractures, are located **within shales** in areas of **high TOC**. They seem to be more affected by local fluid overpressures and low vertical tension resistances induced by the anisotropy of the surrounding rock. Their 2D and 3D morphology presents **lenticular shapes** not exceeding a few meters in length. Last facies has been identified, presenting a shale with a very dense grouping of small-sized (milli- to centimetric) beef called **microbeef**. This facies has almost systematically the highest TOC of the formation, highlighting the **link between the TOC** influencing fluid overpressures and **microbeef**. Following the observations listed above, we affirm that **the presence of beef in the source rock of Vaca Muerta is indicative of its maturity**.

In view of the arguments for the genesis of the beef during burial and/or exhumation, it appears that the beef was in place throughout **the burial** process from the time of entry into the oil window until the beginning of **the uplift**. Thus, according to the geochemical results of this study, beef set up between **110 Ma** and **65 Ma**, in the context of a backarc basin with an extensive tectonic stress and then a foreland basin with a compressive tectonic stress. Their emplacement temperatures oscillate from **77°C** to **170°C** with a warmer initial fluid, cooling over time. The sources of the fluids that fed the beef are both i) **intra-formational** with leaching

of the surrounding rock and the generation of hydrocarbons providing the Ca and C elements for the precipitation of calcite from the beef (**closed system**). They can also be ii) **extra-formational (open system)** with a supply of **hydrothermal fluids** enriched in certain elements (Ba, Ni, Ce, Na, Cl etc...) that have been able to leach the numerous **magmatic intrusions** present in the Neuquén basin dating from the Miocene, as well as the **evaporites** of the Auquilco formation. The last generations of calcite in some beef are very late and were fed by a **mixture of intra-formational fluids and meteoric fluids or during clays dehydration**. Not all beef were generated at the same time in the basin, and their parent fluids have some compositional variations depending on the mixture of intra- and extra-formational waters. In addition, the different generations of calcite within a beef occurred at **different ages, temperatures and compositions** of the parent fluids. The generation of hydrocarbons and the deposition of beef is closely linked. The presence of hydrocarbon fluid inclusions in the beef indicates that the hydrocarbon fluids used the **same migration pathways** as the aqueous parent fluids that fed the beef during its formation.

Vertical and lateral variations in **organic matter** content will reinforce the **local anisotropy** of the parent rock reducing the **tensile strength** of the rock, and thus facilitate horizontal fracturing. In addition, the major processes of overpressure generation in the basin, namely **chemical and mechanical compaction**, and the **hydrocarbons generation** (especially oil into gas) will cause local increases in fluid overpressures. These overpressure phenomena will be coupled with the phases of **compressive stress** present in the Tertiary in the Neuquén basin, as well as the crystallization force that will generate a horizontal fracture. On the other hand, the values of fluid overpressures alone are too low to generate horizontal fracturing, so **the beef do not result from a single hydraulic fracturing process**

### III. Perspectives

Les résultats de cette thèse apportent des nouveaux éléments de réponse quant à la genèse des beef. Néanmoins, ils soulèvent aussi de nombreuses autres questions scientifiques. Dans les paragraphes ci-dessous, nous proposons de nouvelles pistes de recherche afin de mieux contraindre les interactions fluides – roches dans les roches mères matures.

- 1- Bien que le lien entre le TOC et les beef semble maintenant assez marqué, celui entre les paramètres pétrophysiques (e.g. porosité et perméabilité), ainsi que les paramètres minéralogiques sont moins évidents du fait du manque de données. Nous suggérons d'effectuer des analyses de ces paramètres avec un pas de mesure de 1 cm pour assurer la viabilité des résultats. Il sera ensuite possible d'appliquer le code numérique utilisé dans le chapitre 2 de ce manuscrit afin d'appréhender les autres paramètres de contrôle de ces fractures. Ainsi, la localisation des circulations des fluides (aqueux et hydrocarbonés) et la distribution des surpressions dans la roche mère seront mieux contraintes.
- 2- L'étude "terrain" a permis de mettre en évidence les morphologies 3D des beef, qui constituent des fractures naturelles. Néanmoins, à petite échelle, nous recommandons une analyse en tomographie de rayons X sur des échantillons de caottes sédimentaires. Cela permettrait de quantifier en 3D de nombreux paramètres pétrophysiques (porosité, rugosité, connectivité...) pouvant grandement enrichir l'étude. De plus, il serait intéressant de coupler des logs de fractures horizontales à un modèle numérique de photogrammétrie, dans un premier temps sur les autres affleurements de Vaca Muerta dans le bassin de Neuquén, puis d'exporter la méthode dans d'autres roches mères comportant des beef. L'intérêt majeur de comprendre si les beef de la Vaca Muerta peuvent servir d'analogues dans les roches mères des autres bassins. Les conclusions des travaux antérieurs et ceux de cette thèse pourraient ainsi aider à la compréhension globale des interactions fluides – roches dans d'autres bassins. Dans un autre aspect, certaines de ces roches mères comportent un intérêt économique mondiale (e.g. Barnett Shales, Woodford shales, Haynesville shales, etc ...). Cette donnée est intéressante pour l'optimisation de la fracturation hydraulique induite, sachant les fractures naturelles influencent les trajectoires des fractures induites.
- 3- Les résultats acquis sur les origines des fluides, ayant alimentés les beef de diverses compositions minéralogiques, pourraient être complétés par des analyses du

strontium et rubidium (ratio  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ). Nous suggérons d'effectuer ces analyses dans le beef, sa roche encaissante ainsi que dans les évaporites de l'Auquilco. Cette dernière analyse permettrait d'avoir une réponse claire quant à la contribution de cette formation évaporitique dans les fluides de Vaca Muerta. De plus, aux vues des variations isotopiques pluri-micrométriques observées à la SIMS, il serait judicieux de compléter le set d'analyses des éléments majeurs, traces et REE à la même échelle. Ainsi, l'utilisation du LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry) aboutirait à une échelle d'observation plus précise, permettant de contraindre de manière plus précise l'évolution compositionnelle élémentaire du fluide au cours du temps. Le set d'inclusions fluides est trop pauvre pour contraindre un modèle d'enfouissement et d'exhumation avec des données thermobarométriques robustes. Nous suggérons donc de compléter cette étude avec un set d'analyses d'inclusions fluides plus important, notamment avec les puits, pour pouvoir localiser les inclusions aqueuses et hydrocarbonées et ainsi remonter aux conditions thermo barométriques. De plus, nous suggérons que l'étude de ces deux types inclusions, appliquées à chaque génération d'un beef, serait intéressante. En effet, les résultats permettront de dire si les générations se mettent en place de manière quasi-synchrones avec des surpressions égales, ou dans des états de contraintes différents, impliquant des âges distincts.

- 4- L'influence de la tectonique compressive lors de la genèse des beef a été soulignée dans ce manuscrit. En revanche, aucune donnée quantitative sur les paléo-contraintes exercées lors des pulses compressifs du Tertiaire n'est disponible. La seule méthode permettant de remonter à ces données est l'étude des macles de calcite dans les beef comme marqueurs des paléo contraintes. Ainsi, associées à une étude thermobarométrique permettant de remonter à l'âge du beef, les macles de calcite permettront de quantifier l'état de contraintes de manière très précise dans l'histoire du bassin.







# Références bibliographiques

---

- Abu-Mahfouz, I. S., J. A. Cartwright, E. Idiz, J. N. Hooker, S. Robinson, and S. van den Boorn, 2019, Genesis and role of bitumen in fracture development during early catagenesis: *Petroleum Geoscience*, p. petgeo2018-179.
- Aguirre-Urreta, B., and P. F. Rawson, 2012, Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: a new heteromorph fauna from the uppermost Agrio Formation: *Cretaceous Research*, v. 35, p. 208-216.
- Aguirre-Urreta, M. B., and P. F. Rawson, 1999, Stratigraphic position of Valanginites, Lissonia, and Acantholissonia in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) ammonite sequence of the Neuquén basin, Argentina, *Advancing research on living and fossil cephalopods*, Springer, p. 521-529.
- Ahmed, U., M. Markley, and S. Crary, 1991, Enhanced in-situ stress profiling with microfracture, core, and sonic-logging data: *SPE formation evaluation*, v. 6, p. 243-251.
- Ahn, J. H., and D. R. Peacor, 1986, Transmission and analytical electron microscopy of the smectite-to-illite transition: *Clays and Clay Minerals*, v. 34, p. 165-179.
- Al Duhailan, M., 2014, PETROLEUM-EXPULSION FRACTURING IN ORGANIC-RICH SHALES: GENESIS AND IMPACT ON UNCONVENTIONAL PERVASIVE PETROLEUM SYSTEMS, Colorado School of Mines.
- Al Duhailan, M., 2015, Petroleum expulsion fracturing in organic rich shales: genesis and impact on unconventional pervasive petroleum system, Colorado School Of Mines.
- Al-Aasm, I. S., I. Muir, and S. Morad, 1995, Diagenetic conditions of fibrous calcite vein formation in black shales: petrographic, chemical and isotopic evidence: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 41, p. 46-56.
- Albertz, M., C. Beaumont, and S. J. Ings, 2010, Geodynamic modeling of sedimentation-induced overpressure, gravitational spreading, and deformation of passive margin mobile shale basins.
- Andreis, R., A. Iñiguez Rodríguez, J. Lluch, and D. Sabio, 1974, Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del Lago Pellegrini (Provincia de Río Negro, República Argentina): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 29, p. 85-104.
- Andrews, W., 1881, Note on the Purbeck beds at Teffont: *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 37, p. 251-253.
- Angermann, D., J. Klotz, and C. Reigber, 1999, Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, p. 329-334.
- Aplin, A. C., I. F. Matenaar, D. K. McCarty, and B. A. van Der Pluijm, 2006, Influence of mechanical compaction and clay mineral diagenesis on the microfabric and pore-scale properties of deep-water Gulf of Mexico mudstones: *Clays and Clay Minerals*, v. 54, p. 500-514.
- Arcuri, M., and C. Zavala, 2008, Hyperpycnal shelfal lobes—some examples of the lotena and lajas formations, Neuquén Basin, Argentina: JJ Ponce and EB Olivero, conveners, *Sediment transfer from shelf to deepwater—Revisiting the delivery mechanisms: Conference Proceedings, AAPG Search and Discovery Article*, p. 3-7.
- Armstrong-Altrin, J., S. P. Verma, J. Madhavaraju, Y. I. Lee, and S. Ramasamy, 2003, Geochemistry of upper Miocene Kudankulam limestones, southern India: *International Geology Review*, v. 45, p. 16-26.
- Arntsen, B., L. Wensaas, H. Løseth, and C. Hermanrud, 2007, Seismic modeling of gas chimneys: *Geophysics*, v. 72, p. SM251-SM259.
- Azcuy, C., H. Carrizo, and R. Caminos, 1999, Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael: *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, v. 29, p. 261-318.

- Backé, G., 2006, Partitionnement de la déformation en zone de convergence : Le cas des andes Vénézuéliennes et du bassin de Neuquén (Andes Centrales méridionales). University of Pau.
- Bahat, D., P. Bankwitz, and E. Bankwitz, 2003, Preuplift joints in granites: evidence for subcritical and postcritical fracture growth: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 148-165.
- Bahlburg, H., and F. Hervé, 1997, Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 869-884.
- Bahorich, B., J. E. Olson, and J. Holder, 2012, Examining the effect of cemented natural fractures on hydraulic fracture propagation in hydrostone block experiments: SPE Annual Technical Conference and Exhibition.
- Bai, T., and D. D. Pollard, 2000, Closely spaced fractures in layered rocks: initiation mechanism and propagation kinematics: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1409-1425.
- Bakker, R. J., and L. W. Diamond, 2006, Estimation of volume fractions of liquid and vapor phases in fluid inclusions, and definition of inclusion shapes: *American Mineralogist*, v. 91, p. 635-657.
- Baldwyn, H., 1942, Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén: *Boletín de Informaciones Petroleras*, v. 19, p. 37-50.
- Balitsky, V., E. Marina, L. Balitskaya, L. Belemenko, and G. Bondarenko, 2001, Growing of wedge-like quartz crystals as a new method for fast definition of optimal conditions for obtaining high quality quartz: *Annales de Chimie Science des Matériaux*, p. 1-6.
- Barbier, Guyoton, Roche, and Vignon, 2016, Etudes géostructurales de parois rocheuses par photogrammètrie et lasergrammètrie,, *Journées Nationales de Geotechniques et de Géologie de l'ingénieur*, Nancy, p. 8.
- Barker, C., 1972, Aquathermal pressuring--role of temperature in development of abnormal-pressure zones: *AAPG Bulletin*, v. 56, p. 2068-2071.
- Barker, C., 1990, Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs (1): *AAPG bulletin*, v. 74, p. 1254-1261.
- Barker, P. F., 2001, Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation: *Earth-Science Reviews*, v. 55, p. 1-39.
- Barker, S. L., and S. F. Cox, 2011, Oscillatory zoning and trace element incorporation in hydrothermal minerals: insights from calcite growth experiments: *Geofluids*, v. 11, p. 48-56.
- Barker, S. L., S. F. Cox, S. M. Eggins, and M. K. Gagan, 2006, Microchemical evidence for episodic growth of antitaxial veins during fracture-controlled fluid flow: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 250, p. 331-344.
- Barredo, S., and L. Stinco, 2013, A geodynamic view of oil and gas resources associated to the unconventional shale reservoirs of Argentina: *Unconventional Resources Technology Conference*, p. 832-841.
- Barrio, C. A., 1990, Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina): *Sedimentary Geology*, v. 66, p. 255-275.
- Barrio, C. A., 1991, Lateral variations in tidal deposits of the Upper Cretaceous Neuquén Basin, western Argentina.
- Bau, M., and B. Alexander, 2006, Preservation of primary REE patterns without Ce anomaly during dolomitization of Mid-Paleoproterozoic limestone and the potential re-establishment of marine anoxia immediately after the "Great Oxidation Event": *South African Journal of Geology*, v. 109, p. 81-86.
- Bau, M., and P. Dulski, 1999, Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater: *Chemical Geology*, v. 155, p. 77-90.
- Bau, M., and P. Möller, 1992, Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite: *Mineralogy and Petrology*, v. 45, p. 231-246.
- Beach, A., 1974, A geochemical investigation of pressure solution and the formation of veins in a deformed greywacke: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 46, p. 61-68.

- Beach, A., 1977, Vein arrays, hydraulic fractures and pressure-solution structures in a deformed flysch sequence SW England: *Tectonophysics*, v. 40, p. 201-225.
- Beaufort, D., A. Cassagnabere, S. Petit, B. Lanson, G. Berger, J. Lacharpagne, and H. Johansen, 1998, Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs: *Clay minerals*, v. 33, p. 297-316.
- Becker, S., P. Eichhubl, S. Laubach, R. Reed, R. Lander, and R. Bodnar, 2010, A 48 my history of fracture opening, temperature, and fluid pressure: Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas basin: *Bulletin*, v. 122, p. 1081-1093.
- Behar, F., V. Beaumont, and H. L. De B. Penteado, 2006, Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments: *Oil & Gas Science and Technology*, v. 56, p. 111-134.
- Behar, F., and M. Vandenbroucke, 1987, Chemical modelling of kerogens: *Organic Geochemistry*, v. 11, p. 15-24.
- Bell, C. M., and M. Suarez, 1995, Slope apron deposits of the Lower Jurassic Los Molles Formation, Central Chile: *Andean Geology*, v. 22, p. 103-114.
- Berg, R. R., and A. H. Avery, 1995, Sealing properties of Tertiary growth faults, Texas Gulf coast: *AAPG bulletin*, v. 79, p. 375-392.
- Berry, F. A., 1973, High fluid potentials in California Coast Ranges and their tectonic significance: *AAPG Bulletin*, v. 57, p. 1219-1249.
- Bertels, A., 1970, LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS DE LA CUENCA CRETACICOTERCIARIA EN PATAGONIA SEPTENTRIONAL (ARGENTINA), CON CONSIDERACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DE FORTIN GENERAL ROCA (PROVINCIA DE RIO NEGRO): *Ameghiniana*, v. 7, p. 1-56.
- Berthelon, J., 2015, Etude mécanique des déformations des chaînes plissées d'avant-pays et rôle des argiles roches-mères durant leur maturation, University Pierre et Marie Curie.
- Bhandari, A. R., P. B. Flemings, S. Ramiro-Ramirez, R. Hofmann, and P. J. Polito, 2019, Gas and liquid permeability measurements in Wolfcamp samples: *Fuel*, v. 236, p. 1026-1036.
- Bigeleisen, J., and M. G. Mayer, 1947, Calculation of equilibrium constants for isotopic exchange reactions: *The Journal of Chemical Physics*, v. 15, p. 261-267.
- Bigeleisen, J., and M. Wolfsberg, 1957, Theoretical and experimental aspects of isotope effects in chemical kinetics: *Advances in Chemical Physics*, p. 15-76.
- Biju-Duval, B., 1999, Géologie sédimentaire: bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole, Editions Technip.
- Bilbao, E. H., 2016, High-resolution chemostratigraphy, sequence stratigraphic correlation, porosity and fracture characterization of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina., Colorado School of Mines.
- Bilotti, F., and J. H. Shaw, 2005, Deep-water Niger Delta fold and thrust belt modeled as a critical-taper wedge: The influence of elevated basal fluid pressure on structural styles: *Aapg Bulletin*, v. 89, p. 1475-1491.
- Bishop, A. W., and A. Skinner, 1977, The influence of high pore-water pressure on the strength of cohesionless soils: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 284, p. 91-130.
- Bishop, K., 2015, Mechanical stratigraphy of the Vaca Muerta Formation, Neuquen Basin, Argentina, Colorado School of Mines. Arthur Lakes Library.
- Bjørlykke, K., 1983, Diagenetic reactions in sandstones, *Sediment diagenesis*, Springer, p. 169-213.
- Bjørlykke, K., 1993, Fluid flow in sedimentary basins: *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 137-158.
- Bjørlykke, K., 1994, Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 78, p. 127-140.
- Blatt, H., 1979, *Diagenetic processes in sandstones*.
- Blatt, H., R. Tracy, and B. Owens, 2006, *Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic*, Macmillan.
- Blouin, A., 2019, Formation de boue à partir de sédiments stratifiés dans un contexte de volcanisme de boue: le rôle du gaz., Université de Pau et des Pays de l'Adour.



- Bodine, M., H. Holland, and M. Borcsik, 1965, Coprecipitation of manganese and strontium with calcite: Symposium on problems of postmagmatic ore deposition, p. 401-406.
- Bodnar, R. J., 1990, Petroleum migration in the Miocene Monterey Formation, California, USA: constraints from fluid-inclusion studies: *Mineralogical Magazine*, v. 54, p. 295-304.
- Boggs, S., and D. Krinsley, 2006, Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks, Cambridge University Press.
- Bombardiere, L., and G. Gorin, 2000, Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic carbonates of SE France: *Sedimentary Geology*, v. 132, p. 177-203.
- Bombardiere, L., and G. E. Gorin, 1998, Sedimentary organic matter in condensed sections from distal oxic environments: examples from the Mesozoic of SE France: *Sedimentology*, v. 45, p. 771-788.
- Bonaparte, J. F., and R. A. Coria, 1993, Un nuevo y gigantesco saurópodo titanosaurio de la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano) de la Provincia del Neuquén, Argentina: *Ameghiniana*, v. 30, p. 271-282.
- Bonham, L., 1980, Migration of hydrocarbons in compacting basins.
- Bonifacie, M., D. Calmels, J. Eiler, J. Horita, C. Chaduteau, C. Vasconcelos, A. Katz, B. Passey, and J. Ferry, 2017, Experimental calibration of the dolomite clumped isotope thermometer from 25 to 350 C, and implications for the temperature estimates for all (Ca, Mg, Fe) CO<sub>3</sub> carbonates digested at high temperature: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 200, p. 255-279.
- Bons, A.-J., and P. D. Bons, 2003, The development of oblique preferred orientations in zeolite films and membranes: *Microporous and Mesoporous Materials*, v. 62, p. 9-16.
- Bons, P., 2001a, Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein: I. The numerical model: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 865-872.
- Bons, P. D., 2000, The formation of veins and their microstructures: *Journal of the Virtual Explorer*, v. 2, p. 12.
- Bons, P. D., 2001b, The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures: *Tectonophysics*, v. 336, p. 1-17.
- Bons, P. D., M. A. Elburg, and E. Gomez-Rivas, 2012, A review of the formation of tectonic veins and their microstructures: *Journal of Structural Geology*, v. 43, p. 33-62.
- Bons, P. D., and M. W. Jessell, 1997, Experimental simulation of the formation fibrous veins by localised dissolution-precipitation creep: *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 53-63.
- Bons, P. D., and M. Montenari, 2005, The formation of antitaxial calcite veins with well-developed fibres, Oppaminda Creek, South Australia: *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 231-248.
- Bons, P. D., M. Montenari, R. J. Bakker, and M. A. Elburg, 2009, Potential evidence of fossilised Neoproterozoic deep life: SEM observations on calcite veins from Oppaminda Creek, Arkaroola, South Australia: *International Journal of Earth Sciences*, v. 98, p. 327-343.
- Borrello, A. V., 1956, Recursos minerales de la República Argentina: III combustibles sólidos minerales, Coni.
- Boullier, A., B. Charoy, and P. Pollard, 1994, Fluctuation in porosity and fluid pressure during hydrothermal events: textural evidence in the Emuford District, Australia: *J. Struct. Geol.*, v. 16, p. 1417-1429.
- Bourdet, J., and J. Pironon, 2008, Strain response and re-equilibration of CH<sub>4</sub>-rich synthetic aqueous fluid inclusions in calcite during pressure drops: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 2946-2959.
- Bourdet, J., J. Pironon, G. Levresse, and J. Tritlla, 2008, Petroleum type determination through homogenization temperature and vapour volume fraction measurements in fluid inclusions: *Geofluids*, v. 8, p. 46-59.
- Boutellier, A., and F. Robert, 1992, Paleoseismic Events Recorded in Archean Gold-quartz Vein Networks, Val d'Or Abitibi, Quebec: *J. Struct. Geol.*, v. 14, p. 161-179.
- Boutt, D. F., L. Goodwin, and B. J. McPherson, 2009, Role of permeability and storage in the initiation and propagation of natural hydraulic fractures: *Water Resources Research*, v. 45.
- Bradley, J. S., and D. E. Powley, 1994, Pressure compartments in sedimentary basins: a review.

- Branellec, M., B. Nivière, J.-P. Callot, and J.-C. Ringenbach, 2016, Mechanisms of basin contraction and reactivation in the basement-involved Malargüe fold-and-thrust belt, Central Andes (34–36° S): *Geological Magazine*, v. 153, p. 926-944.
- Branquet, Y., A. Cheilletz, G. Giuliani, B. Laumonier, and O. Blanco, 1999, Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 155, p. 183-195.
- Breckels, I., and H. Van Eekelen, 1982, Relationship between horizontal stress and depth in sedimentary basins: *Journal of Petroleum Technology*, v. 34, p. 2,191-2,199.
- Bredehoeft, J., J. Wesley, and T. Fouch, 1994, Simulations of the origin of fluid pressure, fracture generation, and the movement of fluids in the Uinta Basin, Utah: *AAPG bulletin*, v. 78, p. 1729-1747.
- Bredehoeft, J. D., C. Neuzil, and P. Milly, 1983, Regional flow in the Dakota aquifer: A study of the role of confining layers, v. 2237, US Government Printing Office.
- Bressan, G. S., and R. M. Palma, 2010, Taphonomic analysis of fossil concentrations from La Manga formation (Oxfordian), Neuquén basin, Mendoza province, Argentina.
- Bristow, T. F., M. Bonifacie, A. Derkowski, J. M. Eiler, and J. P. Grotzinger, 2011, A hydrothermal origin for isotopically anomalous cap dolostone cements from south China: *Nature*, v. 474, p. 68-71.
- Brodie, P., 1854, On the insect beds of the Purbeck Formation in Wiltshire and Dorsetshire: *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 10, p. 475-482.
- Brooks, J., and A. Fleet, 1986, Marine petroleum source rocks.
- Bruce, C. H., 1984, Smectite dehydration--its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern Gulf of Mexico basin: *AAPG Bulletin*, v. 68, p. 673-683.
- Brüch, A., S. Maghous, F. Ribeiro, and L. Dormieux, 2018, A thermo-poro-mechanical constitutive and numerical model for deformation in sedimentary basins: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 160, p. 313-326.
- Bryan, T. S., 2008, *The geysers of Yellowstone*, University Press of Colorado.
- Buckland, W., and H. T. De La Bche, 1835, On the Geology of the Neighbourhood of Weymouth and the adjacent Parts of the Coast of Dorset: *Transactions of the Geological Society of London*, v. 2, p. 1-46.
- Buckland, W., and H. T. De La Bèche, 1835, On the Geology of the Neighbourhood of Weymouth and the adjacent Parts of the Coast of Dorset: *Transactions of the Geological Society of London*, v. 2, p. 1-46.
- Budd, D. A., E. L. Frost III, K. W. Huntington, and P. F. Allwardt, 2013, Syndepositional deformation features in high-relief carbonate platforms: long-lived conduits for diagenetic fluids: *Journal of Sedimentary Research*, v. 83, p. 12-36.
- Burchette, T., and V. Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.
- Burgess, P. M., S. Flint, and S. Johnson, 2000, Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: an example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 1650-1666.
- Burke, E. A., 2001, Raman microspectrometry of fluid inclusions: *Lithos*, v. 55, p. 139-158.
- Burns, W. M., 2002, Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic, and geochemical perspectives.
- Burst, J. F., 1969, Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration: *AAPG bulletin*, v. 53, p. 73-93.
- Bustin, R., 1988, Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger Delta: origin of source rocks in a deltaic environment: *AAPG Bulletin*, v. 72, p. 277-298.
- Byerlee, J. D., 1993, Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes: *Geology*, v. 21, p. 303-306.
- Byrne, T., and D. Fisher, 1990, Evidence for a weak and overpressured decollement beneath sediment-dominated accretionary prisms: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 95, p. 9081-9097.

- Camacho, H. H., 1968, Acerca de la megafauna del Cretácico superior de Huantraico, Provincia del Neuquen (Argentina): *Ameghiniana*, v. 5, p. 321-332.
- Camerlo, R. H., and E. F. Benson, 2006, Geometric and seismic interpretation of the Perdido fold belt: Northwestern deep-water Gulf of Mexico: *AAPG bulletin*, v. 90, p. 363-386.
- Campbell, I., C. Leshner, P. Coad, J. Franklin, M. Gorton, and P. Thurston, 1984, Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu □ Zn-sulfide deposits: *Chemical geology*, v. 45, p. 181-202.
- Campy, M., and J. Macaire, 2003, *Géologie de la surface: érosion, transfert et stockage dans les milieux continentaux*: Dunod, 2ème edition, Paris.
- Canfield, D. E., J. Farquhar, and A. L. Zerkle, 2010, High isotope fractionations during sulfate reduction in a low-sulfate euxinic ocean analog: *Geology*, v. 38, p. 415-418.
- Capelli, I. A., R. A. Scasso, D. A. Kietzmann, M. F. Cravero, D. Minisini, and J. P. Catalano, 2018, Mineralogical and Geochemical Trends of The Vaca Muerta-Quintuco Formations in the Puerta Curaco Section, Neuquén Basin: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 75, p. 210-228.
- Capitanio, F., C. Faccenna, S. Zlotnik, and D. Stegman, 2011, Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline: *Nature*, v. 480, p. 83.
- Capuano, R., 1993, Evidence of fluid flow in microfractures in geopressured shales: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1303-1314.
- Cardott, B. J., 2012, Thermal maturity of Woodford Shale gas and oil plays, Oklahoma, USA: *International Journal of Coal Geology*, v. 103, p. 109-119.
- Cardott, B. J., C. R. Landis, and M. E. Curtis, 2015, Post-oil solid bitumen network in the Woodford Shale, USA—A potential primary migration pathway: *International Journal of Coal Geology*, v. 139, p. 106-113.
- Carozzi, A., I. Orchuela, and M. R. Schelotto, 1993, DEPOSITIONAL MODELS OF THE LOWER CRETACEOUS QUINTUCO—LOMA MONTOSA FORMATION, NEUQUÉN BASIN, ARGENTINA: *Journal of Petroleum Geology*, v. 16, p. 421-450.
- Cartwright, J. A., 1994, Episodic basin-wide fluid expulsion from geopressured shale sequences in the North Sea basin: *Geology*, v. 22, p. 447-450.
- Casala, S., J. Palacios, and J. Vielma, 2019, Fracture Barrier Identification in Unconventional Formation Introducing a New Fracture Barrier Index from Conventional Logs: Vaca Muerta Case: SPE Europec featured at 81st EAGE Conference and Exhibition.
- Catalano, J. P., R. A. Scasso, D. Kietzmann, K. Föllmi, J. Spangenberg, and I. Capelli, 2018, CARBONATE SEDIMENTOLOGY AND DIAGENESIS OF THE VACA MUERTA FORMATION AT PUERTA CURACO, NEUQUÉN BASIN, ARGENTINA.
- Catuneanu, O., H. Wopfner, P. Eriksson, B. Cairncross, B. Rubidge, R. Smith, and P. Hancox, 2005, The Karoo basins of south-central Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, p. 211-253.
- Cayley, G., 1987, Hydrocarbon migration in the central North Sea: *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, London, v. 549, p. 555.
- Cazau, L., and M. Uliana, 1973, El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina: *VCongreso Geológico Argentino*, p. 131-163.
- Cecioni, G., and G. G. Westermann, 1968, The Triassic/Jurassic marine transition of coastal central Chile: *Pacific Geology*, p. 41-75.
- Cerdeño, E., and M. G. Vucetich, 2007, The first rodent from the Mariño Formation (Miocene) at Divisadero Largo (Mendoza, Argentina) and its biochronological implications: *Andean Geology*, v. 34, p. 199-207.
- Cevallos, M. F., 2005, Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite kimmeridgiano–tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: *Petrotecnica*, v. 1, p. 35.
- Chamley, H., 1989, *Clay Minerals, Clay Sedimentology*, Springer, p. 3-20.
- Chan, M., D. Netoff, R. Blakey, G. Kocurek, and W. Alvarez, 2007, Clastic-injection pipes and syndepositional deformation structures in Jurassic eolian deposits: examples from the Colorado Plateau.

- Chang, C., M. D. Zoback, and A. Khaksar, 2006, Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 51, p. 223-237.
- Charrier, R., J. Frutos, R. Oyarzún, and M. Pincheira, 1985, Estratigrafía, evolución tectónica y significado de las discordancias de los Andes chilenos entre 32° S y 36° S durante el Mesozoico y Cenozoico: *Geología y Recursos Minerales de Chile*. Concepción: Universidad de Concepción, p. 101-133.
- Charrier, R., E. Linares, H. Niemeyer, and J. Skarmeta, 1979, K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction: *Geology*, v. 7, p. 436-439.
- Charrier, R., L. Pinto, and M. P. Rodríguez, 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, *The geology of Chile*, p. 21-114.
- Chen, J., and X. Xiao, 2014, Evolution of nanoporosity in organic-rich shales during thermal maturation: *Fuel*, v. 129, p. 173-181.
- Chernicoff, C. J., and E. O. Zappettini, 2004, Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina: *Gondwana Research*, v. 7, p. 1105-1116.
- Chotin, P., 1969, Le jurassique du Lonquimay (Chili). Ses relations avec le jurassique du Neuquén (Argentine).
- Clari, P., and L. Martire, 1996, Interplay of cementation, mechanical compaction, and chemical compaction in nodular limestones of the Rosso Ammonitico Veronese (Middle-Upper Jurassic, northeastern Italy): *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 447-458.
- Clayton, R. N., L. Grossman, and T. K. Mayeda, 1973, A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites: *Science*, v. 182, p. 485-488.
- Clouard, V., J. Campos, A. Lemoine, A. Perez, and E. Kausel, 2007, Outer rise stress changes related to the subduction of the Juan Fernandez Ridge, central Chile: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 112.
- Cobbold, P., 2005, Hydrocarbon generation, a mechanism of detachment in thinskin thrust belts: Joint Earth Science Meeting on 'Thrust belts and Foreland basins', Société Géologique de France and Sociedad Geológica de España (convened by O. Lacombe, J. Lavé and F. Roure), Rueil-Malmaison, France, Abstract Volume, 104e107.
- Cobbold, P., and L. Castro, 1999, Fluid pressure and effective stress in sandbox models: *Tectonophysics*, v. 301, p. 1-19.
- Cobbold, P., M. Diraison, and E. Rossello, 1999, Bitumen veins and Eocene transpression, Neuquén basin, Argentina: *Tectonophysics*, v. 314, p. 423-442.
- Cobbold, P., S. Durand, and R. Mourgues, 2001, Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments: *Tectonophysics*, v. 334, p. 245-258.
- Cobbold, P., G. Ruffet, L. Leith, H. Loseth, N. Rodrigues, O. Galland, and H. Leanza, 2011, Combustibles sólidos (asfaltita). XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio, Asociación Geológica Argentina.
- Cobbold, P. R., B. J. Clarke, and H. Løseth, 2009, Structural consequences of fluid overpressure and seepage forces in the outer thrust belt of the Niger Delta: *Petroleum Geoscience*, v. 15, p. 3-15.
- Cobbold, P. R., R. Mourgues, and K. Boyd, 2004, Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation: *Marine and petroleum geology*, v. 21, p. 1013-1025.
- Cobbold, P. R., and N. Rodrigues, 2007, Seepage forces, important factors in the formation of horizontal hydraulic fractures and bedding-parallel fibrous veins ('beef' and 'cone-in-cone'): *Geofluids*, v. 7, p. 313-322.
- Cobbold, P. R., and E. A. Rossello, 2003, Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 429-443.

- Cobbold, P. R., A. Zanella, N. Rodrigues, and H. Løseth, 2013, Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization: *Marine and Petroleum Geology*, v. 43, p. 1-20.
- Cochrane, G., J. Moore, M. MacKay, and G. Moore, 1994, Velocity and inferred porosity model of the Oregon accretionary prism from multichannel seismic reflection data: Implications on sediment dewatering and overpressure: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, p. 7033-7043.
- Coddet, 2017, Analyse d'affleurements rocheux par photogrammétrie : instrumentation légère, protocole d'acquisition et restitution 3D pour l'analyse structurale., in ESGT, ed.
- Cohen, H. A., and K. McClay, 1996, Sedimentation and shale tectonics of the northwestern Niger Delta front: *Marine and Petroleum Geology*, v. 13, p. 313-328.
- Cole, D., S. Stewart, and J. Cartwright, 2000, Giant irregular pockmark craters in the Palaeogene of the outer Moray Firth basin, UK North Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 563-577.
- Colten-Bradley, V. A., 1987, Role of pressure in smectite dehydration--effects on geopressure and smectite-to-illite transformation: *AAPG Bulletin*, v. 71, p. 1414-1427.
- Combina, A., and F. Nullo, 2003, Depositos eolicos en la Formacion Agua de la Piedra (Mioceno Temprano) Cordillera Principal.: 2° Jornadas de Ciencias de la Tierra, v. Actas en CD.
- Combina, A., and F. Nullo, 2005, Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina: *International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, p. 174-177.
- Cominguez, A. H., and V. A. Ramos, 1991, La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencias de la sísmica de reflexión profunda: *Andean Geology*, v. 18, p. 3-14.
- Connolly, J., and Y. Y. Podladchikov, 1998, Compaction-driven fluid flow in viscoelastic rock: *Geodinamica Acta*, v. 11, p. 55-84.
- Coplen, T. B., C. Kendall, and J. Hopple, 1983, Comparison of stable isotope reference samples: *Nature*, v. 302, p. 236.
- Corbella, H., F. Novas, S. Apesteguía, and H. Leanza, 2004, First fission-track age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous), Neuquén basin, Argentina: *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, v. 6, p. 227-232.
- Corredor, F., J. H. Shaw, and F. Bilotti, 2005, Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta: *Aapg Bulletin*, v. 89, p. 753-780.
- Correns, C. W., 1949, Growth and dissolution of crystals under linear pressure: *Discussions of the Faraday society*, v. 5, p. 267-271.
- Cosgrove, J., 1995, The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 92, p. 187-196.
- Cosgrove, J. W., 2001, Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: A factor in the dewatering of low-permeability sediments: *AAPG bulletin*, v. 85, p. 737-748.
- Costa, C., H. Cisneros, J. Salvarredi, and A. Gallucci, 2006, La neotectónica del margen oriental del bloque de San Rafael: Nuevas consideraciones: *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial*, v. 6, p. 33-40.
- Costa, C. H., M. V. Murillo, G. L. Sagripanti, and C. E. Gardini, 2001, Quaternary intraplate deformation in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina: *Journal of Seismology*, v. 5, p. 399-409.
- Cottrell, M., H. Hosseinpour, and W. Dershowitz, 2013, Rapid discrete fracture analysis of hydraulic fracture development in naturally fractured reservoirs: *Unconventional Resources Technology Conference*, p. 2341-2353.
- Cox, S. F., 1987, Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths: *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 779-787.
- Cox, S. F., and M. A. Etheridge, 1983, Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate micro-structures.: *Tectonophysics*, v. 92, p. 147-170.



- Craig, H., 1957, Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide: *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 12, p. 133-149.
- Craig, H., 1961, Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters: *Science*, v. 133, p. 1833-1834.
- Creaney, S., and O. R. Passey, 1993, Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 386-401.
- Cristallini, E., 2004, La faja plegada y corrida de La Ramada. *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*, p. 349-386.
- Crocket, J. H., and J. W. Winchester, 1966, Coprecipitation of zinc with calcium carbonate: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, p. 1093-1109.
- Crognier, N., 2016, Evolution thermique, circulation et fracturation associées à la structuration du bassin d'avant-pays sud pyrénéen, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Croizé, D., K. Bjørlykke, J. Jahren, and F. Renard, 2010, Experimental mechanical and chemical compaction of carbonate sand: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 115.
- Cruikshank, K. M., G. Zhao, and A. M. Johnson, 1991, Analysis of minor fractures associated with joints and faulted joints: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 865-886.
- Cruz, C., F. Robles, C. Sylwan, and H. Villar, 1999, Los sistemas petroleros jurásicos de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina: *Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, p. 177-195.
- Cruz, C. E., H. Villar, and G. Nelson Muñoz, 1996, Los sistemas petroleros del Grupo Mendoza en la Fosa de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina: *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas*, p. 45-60.
- Cruz, L., L. Chiaramonte, M. Gaither, G. Izadi, and D. Moos, 2017, Influence of Faults and Natural Fractures on Fracture Stimulation in the Vaca Muerta Formation Using Full 3D Modeling: *Proceedings 54th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*.
- Cuervo, S., E. Lombardo, D. Vallejo, L. Crousse, C. Hernandez, and L. Mosse, 2016, Towards a simplified petrophysical model for the Vaca Muerta Formation: *Unconventional Resources Technology Conference, San Antonio, Texas, 1-3 August 2016*, p. 778-796.
- Currie, J., 1974, Study examines fracture porosity and permeability in stratigraphic traps: *Oil and Gas Journal*, v. 72, p. 178-181.
- Curtis, J. B., 2002, Fractured shale-gas systems: *AAPG bulletin*, v. 86, p. 1921-1938.
- Dahi-Taleghani, A., and J. E. Olson, 2011, Numerical modeling of multistranded-hydraulic-fracture propagation: accounting for the interaction between induced and natural fractures: *SPE journal*, v. 16, p. 575-581.
- Dahlen, F., J. Suppe, and D. Davis, 1984, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 89, p. 10087-10101.
- Daines, S. R., 1982, Aquathermal Pressuring and Geopressure Evaluation: *GEOLOGIC NOTES: AAPG Bulletin*, v. 66, p. 931-939.
- Dale, A., C. M. John, P. S. Mozley, P. Smalley, and A. H. Muggeridge, 2014, Time-capsule concretions: unlocking burial diagenetic processes in the Mancos Shale using carbonate clumped isotopes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 394, p. 30-37.
- Damborenea, S. E., and H. A. Leanza, 2016, Huncalotis, an enigmatic new pectinoid genus (Bivalvia, Late Jurassic) from South America: *PalZ*, v. 90, p. 449-468.
- Davies, G., 1915, Curious forms of ice: *Nature*, v. 94, p. 563.
- Davis, D., J. Suppe, and F. Dahlen, 1983, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 88, p. 1153-1172.
- Day-Stirrat, R. J., A. C. Aplin, J. Śródoń, and B. A. Van der Pluijm, 2008, Diagenetic reorientation of phyllosilicate minerals in Paleogene mudstones of the Podhale Basin, southern Poland: *Clays and Clay Minerals*, v. 56, p. 100-111.
- De Caritat, P., 1989, Note on the maximum upward migration of pore water in response to sediment compaction: *Sedimentary Geology*, v. 65, p. 371-377.

- De La Fuente, M. S., M. S. Fernández, A. Parras, and Y. Herrera, 2009, *Euclastes meridionalis* (De la Fuente & Casadío)(Testudines: Pancheloniidae) from Danian levels of the Jagüel Formation at Cerro Azul, Northern Patagonia, Argentina: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, v. 253, p. 327-339.
- De Roo, J., and K. Weber, 1992, Laminated veins and hydrothermal breccia as markers of low-angle faulting, Rhenish Massif, Germany: *Tectonophysics*, v. 208, p. 413-430.
- Debruyne, D., L. Balcaen, F. Vanhaecke, and P. Muchez, 2013, Rare earth element and yttrium characteristics of carbonates within the sediment-hosted Luiswishi and Kamoto Cu-Co deposits, Katanga Copperbelt (Democratic Republic of Congo-DRC): *Geologica Belgica*, v. 16, p. 76-83.
- Deines, P., 1980, The isotopic composition of reduced organic carbon.
- Del Rio, C. J., S. A. Martínez, J. D. Stilwell, and A. Concheyro, 2007, Palaeontology of the Cerros Bayos section, Roca Formation (Danian), La Pampa Province, Argentina: *Alcheringa*, v. 31, p. 241-269.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. Argus, and S. Stein, 1990, Current plate motions: *Geophysical journal international*, v. 101, p. 425-478.
- Denaeyer, M.-E., 1952, Sur la signification des " filons" transversaux à structure " beef" et " cone-in-cone": *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, p. 1951-1952.
- Desjardins, P., M. Fantín, F. González Tomassini, H. Reijenstein, F. Sattler, F. Dominguez, D. Kietzmann, H. Leanza, A. Bande, and S. Benoit, 2016, Estratigrafía sísmica regional: Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta: integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos, Instituto Argentino del Gas y Petróleo, p. 5-22.
- Dessanti, R. N., 1973, Descripción Geológica de la Hoja 29 b, Bardas Blancas, Servicio Nacional Minero Geológico.
- Dessort, D., F. Gelin, D. Duclerc, and R. Le-Van-Loi, 2012, Enhanced assessment of the distribution of organic matter in unconventional plays and taromat in reservoirs using a new laser pyrolysis method on core: Abu Dhabi International Petroleum Conference and Exhibition.
- Deville, E., S.-H. Guerlais, Y. Callec, R. Griboulard, P. Huyghe, S. Lallemand, A. Mascle, M. Noble, J. Schmitz, and C. o. t. C. W. Group, 2006, Liquefied vs stratified sediment mobilization processes: insight from the South of the Barbados accretionary prism: *Tectonophysics*, v. 428, p. 33-47.
- Dickey, P. A., 1981, Petroleum development geology.
- Dickinson, G., 1953, Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana: *AAPG Bulletin*, v. 37, p. 410-432.
- Digregorio, J., 1972, Neuquén: Geología Regional Argentina: Cordoba, Academia Nacional de Ciencias, p. 439-505.
- Digregorio, J., 1978, Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas: Geología y Recursos Naturales del Neuquén (Rolleri, E.; editor). Congreso Geológico Argentino, p. 37-65.
- Dingus, L., J. CLARKE, G. R. Scott, C. C. SWISHER, L. M. Chiappe, and R. A. Coria, 2000, Stratigraphy and magnetostratigraphic/faunal constraints for the age of sauropod embryo-bearing rocks in the Neuquén Group (Late Cretaceous, Neuquén Province, Argentina): *American Museum Novitates*, v. 2000, p. 1-11.
- Diraison, M., P. Cobbold, D. Gapais, E. Rossello, and C. Le Corre, 2000, Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes: *Tectonophysics*, v. 316, p. 91-119.
- Doyle, P., D. Poiré, L. Spalletti, D. Pirrie, P. Brenchley, and S. Matheos, 2005, Relative oxygenation of the Tithonian—Valanginian Vaca Muerta—Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 252, p. 185-206.
- Du, X., H. Zheng, and X. Jiao, 1995, Abnormal pressure and hydrocarbon accumulation: *Earth Science Frontiers*, v. 2, p. 137-148.

- Duan, Z., and S. Mao, 2006, A thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 3369-3386.
- Duan, Z., N. Møller, J. Greenberg, and J. H. Weare, 1992, The prediction of methane solubility in natural waters to high ionic strength from 0 to 250 C and from 0 to 1600 bar: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 1451-1460.
- Dubessy, J., S. Buschaert, W. Lamb, J. Pironon, and R. Thiéry, 2001, Methane-bearing aqueous fluid inclusions: Raman analysis, thermodynamic modelling and application to petroleum basins: *Chemical Geology*, v. 173, p. 193-205.
- Dulinski, M., and K. Rozanski, 1990, Formation of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  Isotope ratios in speleothems: a semi-dynamic model 1: *Radiocarbon*, v. 32, p. 7-16.
- Durand, B., 1980, Kerogen: Insoluble organic matter from sedimentary rocks, Editions technip.
- Durand, B., 1985, Diagenetic modification of kerogens: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 315, p. 77-90.
- Durney, D., 1976, A Discussion on natural strain and geological structure-Pressure-solution and crystallization deformation: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 283, p. 229-240.
- Durney, D., and J. G. Ramsay, 1973, Incremental strains measured by syntectonic crystal growths.: *Gravity tectonics*, p. 67-96.
- Dymond, J., E. Suess, and M. Lyle, 1992, Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity: *Paleoceanography*, v. 7, p. 163-181.
- Eagle, M., A. Paytan, K. R. Arrigo, G. van Dijken, and R. W. Murray, 2003, A comparison between excess barium and barite as indicators of carbon export: *Paleoceanography*, v. 18.
- Eastman, H., 2013, Petrography of the Marcellus Shale in Well WV6, Monongalia County, West Virginia: *AAPG Bulletin*.
- Eberli, G. P., R. J. Weger, M. Tenaglia, L. Rueda, L. Rodriguez, M. Zeller, D. McNeill, S. Murray, and P. K. Swart, 2017, The Unconventional Play in the Neuquén Basin, Argentina—Insights From the Outcrop for the Subsurface: *Unconventional Resources Technology Conference*, Austin, Texas, 24-26 July 2017, p. 2208-2219.
- Eichelberger, N., and N. McQuarrie, 2015, Kinematic reconstruction of the Bolivian orocline: *Geosphere*, v. 11, p. 445-462.
- Eiler, J. M., 2007, "Clumped-isotope" geochemistry—The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues: *Earth and planetary science letters*, v. 262, p. 309-327.
- Eiler, J. M., and E. Schauble, 2004,  $^{18}\text{O}^{13}\text{C}^{16}\text{O}$  in Earth's atmosphere: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 4767-4777.
- Eisenlohr, B., D. Groves, and G. Partington, 1989, Crustal-scale shear zones and their significance to Archaean gold mineralization in Western Australia: *Mineralium Deposita*, v. 24, p. 1-8.
- El Tabakh, M., B. C. Schreiber, and J.K. Warren, 1998, Origin of fibrous gypsum in the Newark rift basin, eastern North America: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 88-99.
- Elburg, M. A., P. D. Bons, J. Foden, and C. W. Passchier, 2002, The origin of fibrous veins: constraints from geochemistry: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 200, p. 103-118.
- Elderfield, H., 1988, The oceanic chemistry of the rare-earth elements: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 325, p. 105-126.
- Elderfield, H., and M. J. Greaves, 1982, The rare earth elements in seawater: *Nature*, v. 296, p. 214.
- Eldridge, G. H., 1896, The uintaite deposits of Utah: *US Geological Survey 17th Annual Report*, pt. v. 1, p. 915-949.
- Elias, R., and F. Gelin, 2016, Assessment of geochemical variability in the Vaca Muerta Unconventional Play, argentina: An analogue for the Middle east: *Geosciences Technology Workshop Source Rocks of the Middle East*.
- Emrich, K., D. Ehhalt, and J. Vogel, 1970, Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 8, p. 363-371.

- Engelder, T., and A. Lacazette, 1990, Natural hydraulic fracturing: Rock joints: Rotterdam, AA Balkema, p. 35-44.
- Engelder, T., G. G. Lash, and R. S. Uzcátegui, 2009, Joint sets that enhance production from Middle and Upper Devonian gas shales of the Appalachian Basin: AAPG bulletin, v. 93, p. 857-889.
- England, W., A. Mackenzie, D. Mann, and T. Quigley, 1987, The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface: *Journal of the Geological Society*, v. 144, p. 327-347.
- Espitalié, J., J. L. Laporte, M. Madec, F. Marquis, P. Leplat, J. Paulet, and A. Boutefeu, 1977, Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution: *Revue de l'Institut français du Pétrole*, v. 32, p. 23-42.
- Espurt, N., P. Baby, S. Brusset, M. Roddaz, W. Hernoza, V. Regard, P.-O. Antoine, R. Salas-Gismondi, and R. Bolanos, 2007, How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?: *Geology*, v. 35, p. 515-518.
- Etheridge, M. A., V. Wall, S. Cox, and R. Vernon, 1984, High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 89, p. 4344-4358.
- Evans, M. A., 1994, Joints and decollement zones in Middle Devonian shales: Evidence for multiple deformation events in the central Appalachian Plateau: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 447-460.
- Evans, M. A., 1995, Fluid inclusions in veins from the Middle Devonian shales: A record of deformation conditions and fluid evolution in the Appalachian Plateau: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 327-339.
- Evans, M. A., and D. A. Battles, 1999, Fluid inclusion and stable isotope analyses of veins from the central Appalachian Valley and Ridge province: implications for regional synorogenic hydrologic structure and fluid migration: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1841-1860.
- Evans, M. A., R. Tollo, M. Bartholomew, J. Hibbard, and P. Karabinos, 2010, Temporal and spatial changes in deformation conditions during the formation of the Central Appalachian fold-and-thrust belt: Evidence from joints, vein mineral paragenesis, and fluid inclusions: From Rodinia to Pangea: *The Lithotectonic Record of the Appalachian Region*, v. 206, p. 477.
- Fall, A., P. F. Dennis, J. F. W. Gale, and E. Ukar, 2019, Paleotemperature constraints of calcite fracture cementation in shale: a comparison of fluid inclusion and carbonate clumped isotope thermometry, ECROFI, Budapest.
- Fall, A., and E. Ukar, 2016, Timing of opening and cementation of bedding-parallel and vertical fractures, Vaca Muerta Fm. Argentina, Frac annual meeting, Bastrop, Texas.
- Fall, A., Ukar, E., Lopez, R. G., Gale, J. F. W., Manceda, R., and Laubach, S.E., 2017, Combined effects of overpressure and bed-parallel contraction on the formation of bed-parallel and vertical fractures in the Vaca Muerta Formation, Argentina: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 49.
- Fantin, M., F. Gonzalez Tomassini, L. Crousse, S. Cuervo, D. Vallejo, H. Reijenstein, and L. Christopher, 2014, Vaca Muerta Stratigraphy in central Neuquén Basin: Impact on emergent unconventional project: Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, 25-27 August 2014, p. 2741-2751.
- Fialips, C., J. Laurent, B. Labeyrie, V. Burg, P. Simeone, T. Kinderstuth, J. Girard, J. Kluska, F. Umbhauer, and C. Fialips, 2013, Accurate Quantitative Mineralogy in Gas Shales Based on Integrating Multiple Chemical and Physical Measurements with XRD Analyses: Improvement from Use of SEM  $\mu$ -XRF Chemical Analysis: AAPG 2013 Annual Convention and Exhibition, Pittsburgh, Pennsylvania.
- Fischer, M. P., I. C. Higuera-Díaz, M. A. Evans, E. C. Perry, and L. Lefticariu, 2009, Fracture-controlled paleohydrology in a map-scale detachment fold: Insights from the analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins: *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 1490-1510.

- Fisher, D. M., and S. L. Brantley, 1992a, Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 97, p. 20043-20061.
- Fisher, D. M., and S. L. Brantley, 1992b, Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 97, p. 20043-20061.
- Fisher, M. K., C. A. Wright, B. M. Davidson, A. Goodwin, E. Fielder, W. Buckler, and N. Steinsberger, 2002, Integrating fracture mapping technologies to optimize stimulations in the Barnett Shale: SPE annual technical conference and exhibition.
- Fisher, M. K., C. A. Wright, B. M. Davidson, N. P. Steinsberger, W. S. Buckler, A. Goodwin, and E. O. Fielder, 2005, Integrating fracture mapping technologies to improve stimulations in the Barnett shale: *SPE Production & Facilities*, v. 20, p. 85-93.
- Fletcher, R. C., and E. Merino, 2001, Mineral growth in rocks: kinetic-rheological models of replacement, vein formation, and syntectonic crystallization: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 3733-3748.
- Folguera, A., G. Bottesi, I. Duddy, F. Martín-González, D. Orts, L. Sagripanti, E. R. Vera, and V. Ramos, 2015, Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 64, p. 381-398.
- Folguera, A., G. Bottesi, T. Zapata, and V. A. Ramos, 2008, Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36° 40' – 37° 30' S): *Tectonophysics*, v. 459, p. 140-160.
- Folguera, A., A. Introcaso, M. Giménez, F. Ruiz, P. Martinez, C. Tunstall, E. G. Morabito, and V. A. Ramos, 2007, Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38–39° S) determined from tectonic and gravimetric studies: the Lonco-Luán asthenospheric anomaly: *Tectonophysics*, v. 439, p. 129-147.
- Folguera, A., J. A. Naranjo, Y. Orihashi, H. Sumino, K. Nagao, E. Polanco, and V. A. Ramos, 2009, Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34–35° S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting: *Journal of Volcanology and geothermal Research*, v. 186, p. 169-185.
- Folguera, A., V. A. Ramos, R. L. Hermanns, and J. Naranjo, 2004, Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°–38° S): Evidence of strike-slip displacement along the Antñir-Copahue fault zone: *Tectonics*, v. 23.
- Folguera, A., T. Zapata, and V. A. Ramos, 2006, Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, v. 407, p. 267.
- Fornari, M., and G. Hérail, 1991, Lower Paleozoic gold occurrences in the 'Eastern Cordillera of Southern Peru and Northern Bolivia: a genetic model: *Brazil gold*, p. 135-142.
- Forsythe, R., 1982, The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation: *Journal of the Geological Society*, v. 139, p. 671-682.
- Forte, G. L., F. Ortí, and L. Rosell, 2005, Isotopic characterization of Jurassic evaporites. Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina: *Geologica Acta: an international earth science journal*, v. 3, p. 155-161.
- Forte, G. L. L., and R. M. Palma, 2002, Facies, microfacies, and diagenesis of late Callovian-early Oxfordian carbonates (La Manga Formation) in the west central Argentinean high andes: *Carbonates and evaporites*, v. 17, p. 1.
- Fournier, R. O., and J. J. Rowe, 1977, The solubility of amorphous silica in water at high temperatures and high pressures: *American Mineralogist*, v. 62, p. 1052-1056.
- Foxford, K., R. Nicholson, D. Polya, and R. Hebblethwaite, 2000, Extensional failure and hydraulic valving at Minas da Panasqueira, Portugal: evidence from vein spatial distributions, displacements and geometries: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1065-1086.



- Franchini, M., A. Impicini, L. Meinert, G. Grathoff, and I. B. Schalamuk, 2007, Clay mineralogy and zonation in the Campana Mahuida porphyry Cu deposit, Neuquén, Argentina: implications for porphyry Cu exploration: *Economic Geology*, v. 102, p. 27-54.
- Francois, R., S. Honjo, S. J. Manganini, and G. E. Ravizza, 1995, Biogenic barium fluxes to the deep sea: Implications for paleoproductivity reconstruction: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 9, p. 289-303.
- Franzese, J., L. Spalletti, I. G. Pérez, and D. Macdonald, 2003, Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32–54 S): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 81-90.
- Franzese, J., G. Veiga, E. Schwarz, and I. Gómez-Pérez, 2006, Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina: *Journal of the Geological Society*, v. 163, p. 707-721.
- Franzese, J. R., 1995, El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental: *Andean Geology*, v. 22, p. 193-202.
- Franzese, J. R., and L. A. Spalletti, 2001, Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 257-270.
- Frezzotti, M. L., F. Tecce, and A. Casagli, 2012, Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 112, p. 1-20.
- Gale, J., R. M. Reed, S. P. Becker, and W. Ali, 2008, Natural fractures in the Barnett Shale in the Delaware Basin, Pecos Co., West Texas: comparison with the Barnett Shale in the Fort Worth Basin.
- Gale, J. F., R. M. Reed, and J. Holder, 2007, Natural fractures in the Barnett Shale and their importance for hydraulic fracture treatments: *AAPG bulletin*, v. 91, p. 603-622.
- Gale, J. F. W., S. E. Laubach, J. E. Olson, P. Eichhuble, and A. Fall, 2014, Natural Fractures in shale: A review and new observations: *AAPG Bulletin*, v. 98, p. 2165-2216.
- Gale, J. F. W., E. Ukar, A. Fall, P. F. Dennis, and A. Marca, 2016, Clumped Isotopes Analysis, AAPG - ACE - 2016, Calgary Canada.
- Galland, O., 2004a, Interactions mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme, Rennes 1.
- Galland, O., 2004b, Interactions mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme: expériences analogiques et exemple naturel, Université Rennes 1.
- Galland, O., E. Hallot, P. R. Cobbold, G. Ruffet, and J. de Bremond D'Ars, 2007, Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina): *Tectonics*, v. 26.
- Gallois, R., 2008, The lithostratigraphy of the shales-with-beef member of the Charmouth Mudstone Formation, Lower Jurassic: *Geoscience in south-west England: proceedings of the Ussher Society*, v. 12, p. 32-40.
- Gatens, J., C. Harrison III, D. Lancaster, and F. Guidry, 1990, In-situ stress tests and acoustic logs determine mechanical properties and stress profiles in the Devonian shales: *SPE formation evaluation*, v. 5, p. 248-254.
- Gay, A., M. Lopez, P. Cochonat, M. Séranne, D. Levaché, and G. Sermondadaz, 2006, Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene–Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin: *Marine Geology*, v. 226, p. 25-40.
- Gay, A., M. Lopez, P. Cochonat, and G. Sermondadaz, 2004, Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction—upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin: *Basin Research*, v. 16, p. 101-116.
- Ge, S., and G. Garven, 1992, Hydromechanical modeling of tectonically driven groundwater flow with application to the Arkoma foreland basin: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 97, p. 9119-9144.
- Geel, T., 1976, MESSINIAN GYPSIFEROUS DEPOSITS OF THE LORCA BASIN (PROVINCE OF MURCIA, JE SPAIN).

- George, S. C., T. E. Ruble, A. Dutkiewicz, and P. J. Eadington, 2001, Assessing the maturity of oil trapped in fluid inclusions using molecular geochemistry data and visually-determined fluorescence colours: *Applied Geochemistry*, v. 16, p. 451-473.
- Germa, A., X. Quidelleur, P. Gillot, and P. Tchilinguirian, 2010, Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru volcanic field (Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 717-730.
- Ghiglione, M. C., and V. A. Ramos, 2005, Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes: *Tectonophysics*, v. 405, p. 25-46.
- Ghosh, P., J. Adkins, H. Affek, B. Balta, W. Guo, E. A. Schauble, D. Schrag, and J. M. Eiler, 2006,  $^{13}\text{C}$ - $^{18}\text{O}$  bonds in carbonate minerals: a new kind of paleothermometer: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 1439-1456.
- Giambiagi, L., F. Bechis, V. García, and A. H. Clark, 2008, Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes: *Tectonophysics*, v. 459, p. 123-139.
- Gilman, A., 1937, The relation between blood osmotic pressure, fluid distribution and voluntary water intake: *American Journal of Physiology-Legacy Content*, v. 120, p. 323-328.
- Giusiano, A., H. Mendiberri, O. Carbone, H. Leanza, C. Arregui, J. Danieli, and J. Vallés, 2011, Introducción a los recursos hidrocarbúricos: XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, p. 639-644.
- Goldberg, E. D., M. Koide, R. Schmitt, and R. H. Smith, 1963, Rare-Earth distributions in the marine environment: *Journal of Geophysical Research*, v. 68, p. 4209-4217.
- Goldstein, H. J. S. s. c., 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals, v. 31, p. 199.
- Goldstein, R. H., 2001, Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems: *Lithos*, v. 55, p. 159-193.
- Gouly, N., A. Ramdhan, and S. Jones, 2012, Chemical compaction of mudrocks in the presence of overpressure.
- Gratier, J.-P., E. Frery, P. Deschamps, A. Røyne, F. Renard, D. Dysthe, N. Ellouz-Zimmerman, and B. Hamelin, 2012, How travertine veins grow from top to bottom and lift the rocks above them: The effect of crystallization force: *Geology*, v. 40, p. 1015-1018.
- Graue, K., 2000, Mud volcanoes in deepwater Nigeria: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 959-974.
- Grauls, D., 1998, Overpressure assessment using a minimum principal stress approach: Overpressures in petroleum exploration; Proc. Workshop: Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Pau, France.
- Gressier, J.-B., R. Mourgues, L. Bodet, J.-Y. Matthieu, O. Galland, and P. Cobbold, 2010, Control of pore fluid pressure on depth of emplacement of magmatic sills: An experimental approach: *Tectonophysics*, v. 489, p. 1-13.
- Groeber, P., 1923, Origen del petróleo de Barrancas. Deducciones que sugiere su estudio: *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Serie F*, v. 6, p. 3-14.
- Groeber, P., 1946, Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70 Hoja Chos Malal.: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 1, p. 178-208.
- Groeber, P., P. Stipanovic, and A. Mingramm, 1953, *Geografía de la República Argentina: Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, v. 2.
- Gromet, L. P., L. A. Haskin, R. L. Korotev, and R. F. Dymek, 1984, The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2469-2482.
- Gross, M. R., 1995, Fracture partitioning: Failure mode as a function of lithology in the Monterey Formation of coastal California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 779-792.
- Gross, M. R., D. Bahat, and A. Becker, 1997, Relations between jointing and faulting based on fracture-spacing ratios and fault-slip profiles: A new method to estimate strain in layered rocks: *Geology*, v. 25, p. 887-890.

- Grové, D., and C. Harris, 2010, O-and H-isotope study of the Carbon Leader Reef at the Tau Tona and Savuka mines (Western Deep Levels), South Africa: implications for the origin and evolution of Witwatersrand basin fluids: *South African Journal of Geology*, v. 113, p. 73-86.
- Gugliotta, M., S. S. Flint, D. M. Hodgson, and G. D. Veiga, 2015, Stratigraphic record of river-dominated crevasse subdeltas with tidal influence (Lajas Formation, Argentina): *Journal of Sedimentary Research*, v. 85, p. 265-284.
- Guibal, C.-F., 1841, *Mémoire sur le terrain jurassique du département de la Meurthe*, imprimerie de Raybois et Cie.
- Guillaume, D., S. Teinturier, J. Dubessy, and J. Pironon, 2003, Calibration of the Raman analysis of methane in H<sub>2</sub>O–NaCl–CH<sub>4</sub> fluid inclusions. Validation using natural hydrocarbon and aqueous fluid inclusions: *Chemical Geology*, v. 194, p. 21-49.
- Gulisano, C., A. Gutiérrez Pleimling, and R. Digregorio, 1984, Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano–Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén: *Actas*, v. 1, p. 221-235.
- Guo, X., S. He, G. Song, X. Wang, B. Wang, N. Li, and S. Luo, 2011, Evidences of overpressure caused by oil generation in Dongying depression: *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, v. 36, p. 1085-1094.
- Guo, X., K. Liu, S. He, Z. Yang, and T. Dong, 2016, Quantitative estimation of overpressure caused by gas generation and application to the Baiyun Depression in the Pearl River Mouth Basin, South China Sea: *Geofluids*, v. 16, p. 129-148.
- Gustavson, T. C., S. D. Hovorka, and A. R. Dutton, 1994, Origin of satin spar veins in evaporite basins: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 88-94.
- Guy, N., D. Colombo, J. Frey, T. Cornu, and M.-C. Cacas-Stentz, 2019, Coupled Modeling of Sedimentary Basin and Geomechanics: A Modified Drucker–Prager Cap Model to Describe Rock Compaction in Tectonic Context: *Rock Mechanics and Rock Engineering*, v. 52, p. 3627-3643.
- Guzmán, C., E. Cristallini, V. García, D. Yagupsky, and F. Bechis, 2011, Horizontal stress field evolution from Eocene to present in Neuquen Basin: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 68, p. 542-554.
- Haack, R. C., P. Sundararaman, J. O. Diedjomahor, H. Xiao, N. J. Gant, E. D. May, and K. Kelsch, 2000, *AAPG Memoir 73, Chapter 16: Niger Delta Petroleum Systems, Nigeria*.
- Habermann, D., R. D. Neuser, and D. K. Richter, 1996, REE-activated cathodoluminescence of calcite and dolomite: high-resolution spectrometric analysis of CL emission (HRS-CL): *Sedimentary Geology*, v. 101, p. 1-7.
- Habermann, D., R. D. Neuser, and D. K. Richter, 1998, Low limit of Mn<sup>2+</sup>-activated cathodoluminescence of calcite: state of the art: *Sedimentary Geology*, v. 116, p. 13-24.
- Habermann, D., R. D. Neuser, and D. K. Richter, 2000, Quantitative high resolution spectral analysis of Mn<sup>2+</sup> in sedimentary calcite, *Cathodoluminescence in geosciences*, Springer, p. 331-358.
- Hallam, A., 1988, A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve.
- Handin, J., R. V. Hager Jr, M. Friedman, and J. N. Feather, 1963, Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests: *Aapg Bulletin*, v. 47, p. 717-755.
- Haq, B., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles: *SEPM Sp Publ*, v. 42, p. 71-108.
- Haq, B., J. Hardenbol, and P. Vail, 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, v. 235.
- Harker, A., 1908, *The Geology of the Small Isles of Invernessshire-Rum, Canna, Eigg, Muck, Etc*, HM Stationery Office.
- Hart, B., P. B. Flemings, and A. Deshpande, 1995, Porosity and pressure: Role of compaction disequilibrium in the development of geopressures in a Gulf Coast Pleistocene basin: *Geology*, v. 23, p. 45-48.

- Hayes, A., 1866, Description and analysis of a new kind of bitumen: Boston Society of Natural History Proceedings, v. 10.
- Hecht, L., R. Freiberger, H. A. Gilg, G. Grundmann, and Y. A. Kostitsyn, 1999, Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite-hosted talc mineralization at Göpfersgrün (Fichtelgebirge, Germany): Chemical Geology, v. 155, p. 115-130.
- Hedberg, H. D., 1974, Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes: AAPG Bulletin, v. 58, p. 661-673.
- Henderson, I., and A. McCaig, 1996, Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France: implications for the fault-valve model: Tectonophysics, v. 262, p. 321-348.
- Henriet, J., M. De Batist, and M. Verschuren, 1991, Early fracturing of Palaeogene clays, southernmost North Sea: relevance to mechanisms of primary hydrocarbon migration: Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons, v. 1, p. 217-227.
- Henry, L. C., J. L. Isbell, and C. O. Limarino, 2008, Carboniferous glacial deposits of the Protoprecordillera of west central Argentina: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper, v. 441, p. 131-142.
- Henry, L. C., J. L. Isbell, C. O. Limarino, L. J. McHenry, and M. L. Fraiser, 2010, Mid-Carboniferous deglaciation of the Protoprecordillera, Argentina recorded in the Agua de Jagüel palaeovalley: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 298, p. 112-129.
- Heppard, P., H. Cander, and E. Eggertson, 1998, Memoir 70, Chapter 13: Abnormal Pressure and the Occurrence of Hydrocarbons in Offshore Eastern Trinidad, West Indies.
- Hernández Bilbao, E., 2016, High-resolution chemostratigraphy, sequence stratigraphic correlation, porosity and fracture characterization of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina, Colorado School of Mines. Arthur Lakes Library.
- Hernando, I. R., E. J. Llambías, P. D. González, and K. Sato, 2012, Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, andean backarc in western Argentina: Andean Geology, v. 39, p. 158-179.
- Herrero Ducloux, A., 1946, Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino: Boletín de Informaciones Petroleras, v. 23, p. 1-39.
- Hilgers, C., K. Dilg-Gruschinski, and J. L. Urai, 2004, Microstructural evolution of syntaxial veins formed by advective flow: Geology, v. 32, p. 261-264.
- Hilgers, C., D. Koehn, P. D. Bons, and J. L. Urai, 2001, Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 873-885.
- Hilgers, C., and J. L. Urai, 2002a, Experimental study of syntaxial vein growth during lateral fluid flow in transmitted light: first results: Journal of Structural Geology, v. 24, p. 1029-1043.
- Hilgers, C., and J. L. Urai, 2002b, Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process: Tectonophysics, v. 352, p. 257-274.
- Hilgers, C., and J. L. Urai, 2005, On the arrangement of solid inclusions in fibrous veins and the role of the crack-seal mechanism: Journal of Structural Geology, v. 27, p. 481-494.
- Hillis, R. R., 1998, Mechanisms of dynamic seal failure in the Timor Sea and Central North Sea basins.
- Hillis, R. R., 2003, Pore pressure/stress coupling and its implications for rock failure: Geological Society, London, Special Publications, v. 216, p. 359-368.
- Hinterwimmer, G., and J. Jauregui, 1984, Analisis de facies de depositos de turbiditas en la formacion Los Molles: Actas IX Congreso Geolog. Argentino.
- Ho, N.-C., D. R. Peacor, and B. A. van der Pluijm, 1999, Preferred orientation of phyllosilicates in Gulf Coast mudstones and relation to the smectite-illite transition: Clays and Clay Minerals, v. 47, p. 495-504.
- Hobbs, B. E., W. D. Means, and P. F. Williams, 1976, An outline of structural geology, Wiley.

- Hodson, K. R., J. G. Crider, and K. W. Huntington, 2016, Temperature and composition of carbonate cements record early structural control on cementation in a nascent deformation band fault zone: Moab Fault, Utah, USA: *Tectonophysics*, v. 690, p. 240-252.
- Hoek, E., and E. Brown, 1997, Practical estimates of rock mass strength: *International Journal Rock Mechanics Mining Sciences*: 34 (8): 1 165-1, p. 186.
- Hogg, S., 1993, Geology and hydrocarbon potential of the Neuquén Basin: *Journal of Petroleum Geology*, v. 16, p. 383-396.
- Holm, G. M., 1998, Distribution and origin of overpressure in the central graben of the North Sea: *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, p. 123-144.
- Hooker, J., S. E. Laubach, and R. Marrett, 2013, Fracture-aperture size—Frequency, spatial distribution, and growth processes in strata-bounded and non-strata-bounded fractures, Cambrian Mesón Group, NW Argentina: *Journal of Structural Geology*, v. 54, p. 54-71.
- Hooker, J., S. E. Laubach, and R. Marrett, 2014, A universal power-law scaling exponent for fracture apertures in sandstones: *Bulletin*, v. 126, p. 1340-1362.
- Hooker, J. N., and J. O. E. Cartwright, 2016, Dolomite overgrowths suggest a primary origin of cone-in-cone: *Geological Magazine*, v. 155, p. 568-585.
- Hornby, B. E., L. M. Schwartz, and J. A. Hudson, 1994, Anisotropic effective-medium modeling of the elastic properties of shales: *Geophysics*, v. 59, p. 1570-1583.
- Horsrud, P., E. Sønstebo, and R. Bøe, 1998, Mechanical and petrophysical properties of North Sea shales: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 35, p. 1009-1020.
- Horton, B. K., and F. Fuentes, 2016, Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes: *Geology*, v. 44, p. 647-650.
- Horton, B. K., F. Fuentes, A. Boll, D. Starck, S. G. Ramirez, and D. F. Stockli, 2016, Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 71, p. 17-40.
- Houben, M., G. Desbois, and J. Urai, 2013, Pore morphology and distribution in the Shaly facies of Opalinus Clay (Mont Terri, Switzerland): Insights from representative 2D BIB-SEM investigations on mm to nm scale: *Applied Clay Science*, v. 71, p. 82-97.
- Howell, J., E. Schwarz, L. Spalletti, and G. Veiga, 2005, The Neuquén Basin: An overview: *Geological Society of London: Special Publications*, v. 252, p. 1-14.
- Huang, J., R. Safari, K. Burns, I. Geldmacher, U. Mutlu, M. McClure, and S. Jackson, 2014a, Natural-hydraulic fracture interaction: Microseismic observations and geomechanical predictions: *Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, 25-27 August 2014*, p. 1684-1705.
- Huang, J., R. Safari, S. Lakshminarayanan, U. Mutlu, and M. McClure, 2014b, Impact of discrete fracture network (DFN) reactivation on productive stimulated rock volume: microseismic, geomechanics and reservoir coupling: *48th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*.
- Huang, Q., and J. Angelier, 1989, Fracture spacing and its relation to bed thickness: *Geological Magazine*, v. 126, p. 355-362.
- Huc, A., 1995, Paleogeography, paleoclimatology and source rocks AAPG studies in geology no. 40: Tulsa: AAPG (347 pp.).
- Huff, W. D., S. M. Bergström, D. R. Kolata, and H. Sun, 1998, The Lower Silurian Osmundsberg K-bentonite. Part II: mineralogy, geochemistry, chemostratigraphy and tectonomagmatic significance: *Geological Magazine*, v. 135, p. 15-26.
- Hugo, C., and H. Leanza, 2001, Hoja Geológica 3969-IV, General Roca, provincias del Neuquén y Río Negro: Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR, Boletín, v. 308, p. 1-71.
- Hunt, J., J. Whelan, L. Eglinton, and L. Cathles III, 1994, Gas generation--A major cause of deep Gulf Coast overpressures: *Oil and Gas Journal*; (United States), v. 92.
- Hunt, J. M., 1990, Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments (1): *AAPG bulletin*, v. 74, p. 1-12.



- Hunt, J. M., and G. W. Jamieson, 1956, Oil and organic matter in source rocks of petroleum: AAPG Bulletin, v. 40, p. 477-488.
- Hurley, N. F., H. C. Tanner, and C. Barcat, 1995, Unconformity-Related Porosity Development in the Quintuco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina.
- Hurst, A., A. Scott, and M. Vigorito, 2011, Physical characteristics of sand injectites: Earth-Science Reviews, v. 106, p. 215-246.
- Illing, V., 1933, The migration of oil and natural gas: J Inst Petrol, v. 19, p. 229-260.
- Irving, E. M., 1971, La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia: Boletín geológico, v. 19, p. 1-90.
- Irwin, H., C. Curtis, and M. Coleman, 1977, Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments: Nature, v. 269, p. 209-213.
- Isacks, B. L., 1988, Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 93, p. 3211-3231.
- Jaeger, J. C., and N. G. Cook, 1969, Fundamentals of rock mechanics, Methuen & Co: Ltd., London, v. 513.
- Jaeger, J. C., N. G. Cook, and R. Zimmerman, 2009, Fundamentals of rock mechanics, John Wiley & Sons.
- Jaillard, E., and P. Soler, 1996, Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18 S) and its relations to geodynamics: Tectonophysics, v. 259, p. 41-53.
- Jaillard, E., P. Soler, G. Carlier, and T. Mourier, 1990, Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model: Journal of the Geological Society, v. 147, p. 1009-1022.
- Jamtveit, B., and B. Yardley, 2012, Fluid flow and transport in rocks: mechanisms and effects, Springer Science & Business Media.
- Jenkyns, H. C., and C. J. Clayton, 1986, Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic: Sedimentology, v. 33, p. 87-106.
- Jessell, M., C. Willman, and D. Gray, 1994, Bedding parallel veins and their relationship to folding: Journal of Structural Geology, v. 16, p. 753-767.
- Jiao, Y., L. Wu, M. He, M. Roger, M. Wang, and Z. Xu, 2007a, Occurrence, thermal evolution and primary migration processes derived from studies of organic matter in the Lucaogou source rock at the southern margin of the Junggar Basin, NW China: Science in China Series D: Earth Sciences, v. 50, p. 114-123.
- Jiao, Y., L. Wu, M. He, M. Roger, M. Wang, and Z. Xu, 2007b, Occurrence, thermal evolution and primary migration processes derived from studies of organic matter in the Lucaogou source rock at the southern margin of the Junggar Basin, NW China: SCIENCE IN CHINA SERIES D EARTH SCIENCES-ENGLISH EDITION-, v. 50, p. 114.
- Jin, L., G. Rother, D. R. Cole, D. F. Mildner, C. J. Duffy, and S. L. Brantley, 2011, Characterization of deep weathering and nanoporosity development in shale—A neutron study: American Mineralogist, v. 96, p. 498-512.
- Jin, Z. H., and S. E. Johnson, 2008, Primary oil migration through buoyancy-driven multiple fracture propagation: Oil velocity and flux: Geophysical Research Letters, v. 35.
- Jochum, J., G. Friedrich, D. Leythaeuser, R. Littke, and B. Ropertz, 1995, Hydrocarbon-bearing fluid inclusions in calcite-filled horizontal fractures from mature Posidonia Shale (Hils Syncline, NW Germany): Ore Geology Reviews, v. 9, p. 363-370.
- Jordan, T. E., W. M. Burns, R. Veiga, F. Pángaro, P. Copeland, S. Kelley, and C. Mpodozis, 2001, Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes: Tectonics, v. 20, p. 308-324.
- Jowett, D., and C. Schroder-Adams, 2005, Paleoenvironments and regional stratigraphic framework of the Middle–Upper Albian Lepine Formation in the Liard Basin, Northern Canada: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 53, p. 25-50.
- Jowett, E. C., L. M. Cathles III, and B. W. Davis, 1993, Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins: AAPG Bulletin, v. 77, p. 402-413.

- Judd, J. W., 1871, On the Punfield Formation: *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 27, p. 207-227.
- Judd, J. W., 1878, The secondary rocks of Scotland. Second paper. On the ancient volcanoes of the Highlands and the relations of their products to the Mesozoic strata: *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 30, p. 220-302.
- Kamber, B. S., and G. E. Webb, 2001, The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 2509-2525.
- Kaniraj, S. R., and V. Gayathri, 2004, Permeability and consolidation characteristics of compacted fly ash: *Journal of energy engineering*, v. 130, p. 18-43.
- Katahara, K., 2006, Overpressure and shale properties: Stress unloading or smectite-illite transformation?, *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2006*, Society of Exploration Geophysicists, p. 1520-1524.
- Kaufman, R., 2019, Geol 342 Sedimentation and Stratigraphy, in U. o. M.-D. o. geology, ed., *Geol 342 Sedimentation and Stratigraphy*.
- Kay, S. M., 2002, Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes: *Congreso Geológico Argentino*, p. 282-283.
- Kay, S. M., E. Godoy, and A. Kurtz, 2005, Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 67-88.
- Kay, S. M., O. Mancilla, and P. Copeland, 2006, Evolution of the late Miocene Chachahuen volcanic complex at 37° S over a transient shallow subduction zone under the Neuquen Andes: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, v. 407, p. 215.
- Kay, S. M., V. A. Ramos, C. Mpodozis, and P. Sruoga, 1989, Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?: *Geology*, v. 17, p. 324-328.
- Keidel, J., 1925, Sobre la Estructura Tectónica de las Capas Petrolíferas en el Oriente del Territorio del Neuquén, Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.
- Kennan, L., S. Lamb, and C. Rundle, 1995, K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: Implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 163-186.
- Keulen, N., S. Den Brok, and C. Spiers, 2001, Force of crystallisation of gypsum during hydration of synthetic anhydrite rock: 13th DRT conference: deformation mechanisms, rheology, and tectonics.
- Khorasani, G. K., 1987, Novel development in fluorescence microscopy of complex organic mixtures: application in petroleum geochemistry: *Organic Geochemistry*, v. 11, p. 157-168.
- Kibodeaux, K. R., 2014, Evolution of porosity, permeability, and fluid saturations during thermal conversion of oil shale: *SPE annual technical conference and exhibition*.
- Kietzmann, D., A. Ambrosio, J. Suriano, S. Alonso, V. Vennari, M. Aguirre-Urreta, G. Depine, and D. Repol, 2014a, Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina: *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, p. 269-288.
- Kietzmann, D. A., A. Ambrosio, J. Suriano, S. Alonso, V. V. Vennari, M. B. Aguirre-Urreta, G. Depine, and D. Repol, 2014b, Variaciones de facies de las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta en su localidad tipo (Sierra de la Vaca Muerta), Cuenca Neuquina: *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, p. 269-288.
- Kietzmann, D. A., A. L. Ambrosio, J. Suriano, M. S. Alonso, F. G. Tomassini, G. Depine, and D. Repol, 2016, The Vaca Muerta–Quintuco system (Tithonian–Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: A view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt: *AAPG Bulletin*, v. 100, p. 743-771.

- Kietzmann, D. A., and R. M. Palma, 2009, Tafofacies y biofacies de Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas: *Ameghiniana*, v. 46, p. 321-343.
- Kietzmann, D. A., R. M. Palma, and G. S. Bressan, 2008, Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche-Malargüe, provincia de Mendoza: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 63, p. 696-713.
- Kietzmann, D. A., R. M. Palma, A. C. Riccardi, J. Martín-Chivelet, and J. López-Gómez, 2014c, Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina: *Sedimentary Geology*, v. 302, p. 64-86.
- Kietzmann, D. A., and V. V. Vennari, 2013, Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina: *Andean geology*, v. 40, p. 41-65.
- Klotz, J., G. Khazaradze, D. Angermann, C. Reigber, R. Perdomo, and O. Cifuentes, 2001, Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 193, p. 437-446.
- Knoll, M., F. Ollendorff, R. Rompe, and H. Robinson, 1935, Gasentladungstabellen: *The Journal of Physical Chemistry*, v. 39, p. 916-917.
- Knox, G. J., and E. M. Omatsola, 1989, Development of the Cenozoic Niger Delta in terms of the 'Escalator Regression' model and impact on hydrocarbon distribution, Coastal Lowlands, Springer, p. 181-202.
- Koehn, D., P. D. Bons, and C. W. Passchier, 2003, Development of antitaxial strain fringes during non-coaxial deformation: an experimental study: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 263-275.
- Koehn, D., C. Hilgers, P. D. Bons, and C. W. Passchier, 2000, Numerical simulation of fibre growth in antitaxial strain fringes: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1311-1324.
- Koehn, D., and C. W. Passchier, 2000, Shear sense indicators in striped bedding-veins: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1141-1151.
- Kokogian, D. A., L. A. Spalletti, E. Morel, A. Artabe, R. Martínez, O. Alcober, J. Milana, A. Zavattieri, and O. Papú, 2001, Estratigrafía del Triásico argentino: El Sistema Triásico en la Argentina. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata, v. 23, p. 54.
- Kozłowski, E., C. Cruz, and C. Sylwan, 1996, Geología estructural de la zona de Chos Malal, cuenca Neuquina, Argentina: Congreso Geológico Argentino, p. 15-26.
- Kozłowski, E., C. E. Cruz, and C. Sylwan, 1997, Modelo Exploratorio en la Faja Corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina [PAPER IN SPANISH] Exploration Model in the Thrust Belt of Neuquina Basin, Argentina.
- Kraemer, P., and G. Zulliger, 1994, Sedimentación Cenozoica sinorogénica en la faja plegada Andina a los 35 grados S Malargüe, Mendoza, Argentina: VII Congreso Geológico Chileno, Actas, p. 460-464.
- Krim, N., 2015, Architecture stratigraphique, dynamique sédimentaire et distribution de la matière organique de la formation de la Vaca Muerta (Bassin de Neuquén, Argentine): *Geology / Sedimentology thesis*, Université de Pau et des pays de l'Adour, 430 p.
- Kugler, R. L., 1985, Source rock characteristics, Los Molles and Vaca Muerta shales, Neuquén Basin, west-central Argentina: *AAPG Bulletin*, v. 69, p. 276-276.
- Kuuskräa, V., 2011, World shale gas resources: an initial assessment of 14 regions outside the United States, US Department of Energy.
- L'Heureux, I., and A. D. Fowler, 2000, A simple model of flow patterns in overpressured sedimentary basins with heat transport and fracturing: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, p. 23741-23752.
- Lacombe, O., J. Angelier, F. Bergerat, and P. Laurent, 1990, Tectoniques superposées et perturbations de contrainte dans la zone transformante Rhin-Saone; apport de l'analyse des failles et des macles de la calcite: *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 6, p. 853-863.

- Lacombe, O., J. Angelier, and P. Laurent, 1993, Les macles de la calcite, marqueurs des compressions récentes dans un orogène actif: L'exemple des calcaires récifaux du sud de Taiwan: Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, v. 316, p. 1805-1813.
- Ladeira, F., and N. Price, 1981, Relationship between fracture spacing and bed thickness: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 179-183.
- Lafargue, E., F. Marquis, and D. Pillot, 1998, Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies: *Revue de l'institut français du pétrole*, v. 53, p. 421-437.
- Lagabrielle, Y., Y. Goddérès, Y. Donnadieu, J. Malavieille, and M. Suarez, 2009, The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 279, p. 197-211.
- Lamb, S., L. Hoke, L. Kennan, and J. Dewey, 1997, Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 121, p. 237-264.
- Lander, R. H., R. E. Larese, and L. M. Bonnell, 2008, Toward more accurate quartz cement models: The importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: *AAPG bulletin*, v. 92, p. 1537-1563.
- Lang, W., 1914, The geology of the Charmouth cliffs, beach and fore-shore: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 25, p. 293-IN3.
- Lang, W. D., L. F. Spath, and W. A. Richardson, 1923, Shales-with-'beef,' a Sequence in the Lower Lias of the Dorset Coast: *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 79, p. 47-66.
- Lanson, B., B. A. Sakharov, F. Claret, and V. A. Drits, 2009, Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: A reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method: *American Journal of Science*, v. 309, p. 476-516.
- Lara, L. E., and A. Folguera, 2006, The Pliocene to Quaternary narrowing of the Southern Andean volcanic arc between 37° and 41° latitude: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, v. 407, p. 299.
- Larmier, S., A. Zanella, A. Lejay, R. Mourgues, and F. Gelin, 2017, Distribution of fibrous calcite veins (beef) within source rocks. Case study: Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, IAS-IMS, Toulouse.
- Larmier, S., A. Zanella, A. Lejay, R. Mourgues, and F. Gelin, 2019, Geological parameters controlling the bedding-parallel veins distribution from Vaca Muerta Formation cored data, Neuquén basin, Argentina.: *AAPG Bulletin*.
- Lash, G. G., and T. Engelder, 2005, An analysis of horizontal microcracking during catagenesis: Example from the Catskill delta complex: *AAPG Bulletin*, v. 89, p. 1433-1449.
- Laubach, S. E., 2003, Practical approaches to identifying sealed and open fractures: *AAPG bulletin*, v. 87, p. 561-579.
- Laubach, S. E., R. A. Marrett, J. Olson, and A. Scott, 1998, Characteristics and origins of coal cleat: a review: *International Journal of Coal Geology*, v. 35, p. 175-207.
- Laubach, S. E., J. E. Olson, and M. R. Gross, 2009, Mechanical and fracture stratigraphy: *AAPG bulletin*, v. 93, p. 1413-1426.
- Lavrushin, V. Y., A. A. Aliev, B. Pokrovsky, O. Kozmenko, O. Kikvadze, and E. Sokol, 2019, Geochemical and Isotope Characteristics of Carbonates from Ejecta of Mud Volcanoes of the Kura Basin, Azerbaijan: *Lithology and Mineral Resources*, v. 54, p. 200-220.
- Law, B., J. Hatch, G. Kukal, and C. Keighin, 1983, Geologic implications of coal dewatering: *AAPG Bulletin*, v. 67, p. 2255-2260.
- Law, B. E., 1984, Relationships of source-rock, thermal maturity, and overpressuring to gas generation and occurrence in low-permeability Upper Cretaceous and lower Tertiary rocks, Greater Green River basin, Wyoming, Colorado, and Utah.
- Law, B. E., and C. Spencer, 1998, *Memoir 70, Chapter 1: Abnormal Pressure in Hydrocarbon Environments*.

- Law, B. E., C. W. Spencer, and N. H. Bostick, 1980, EVALUATION OF ORGANIC MATTER, SUBSURFACE TEMPERATURE AND PRESSURE WITH REGARD TO GAS GENERATION IN. LOW-PERMEABILITY UPPER CRETACEOUS AND LOWER TERTIARY SANDSTONES IN PACIFIC CREEK AREA, SUBLETTE AND SWEETWATER COUNTIES, WYOMING: *The Mountain Geologist*.
- Lazo, D. G., 2006, The occurrence of *Neocomiceramus curacoensis* (Weaver) in the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: *Journal of Paleontology*, v. 80, p. 1113-1124.
- Lazo, D. G., M. Cichowolski, D. L. Rodríguez, and M. B. Aguirre-Urreta, 2005, Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 252, p. 295-315.
- Lazo, D. G., and S. E. Damborenea, 2011, Barremian bivalves from the Huitrín Formation, west-central Argentina: taxonomy and paleoecology of a restricted marine association: *Journal of Paleontology*, v. 85, p. 719-743.
- Le Gouche, C., 2017, *Sédimentologie de la matière organique dans les bassins profonds : cas du Bassin Arctique au Paléogène*, Rennes, 285 p.
- Leanza, H., 2009, Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie: *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, v. 11, p. 145-184.
- Leanza, H., and C. Hugo, 1977, Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35 y 40 ls Cuenca Neuquina-Mendocina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 32, p. 248-264.
- Leanza, H., and C. Hugo, 1978, Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l. s. Cuenca Neuquina-Mendocina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 32, p. 248-264.
- Leanza, H., C. Hugo, D. Repol, R. Gonzalez, and J. Danieli, 2001, Hoja geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, v. 275, p. 1-128.
- Leanza, H., C. Hugo, D. Repol, and M. Salvarredy, 2003, El Miembro Huncal (Berriasiano inferior): Un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 58, p. 248-254.
- Leanza, H., E. Llambías, and O. Carbone, 2005, Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaico durante los inicios de la cuenca Neuquina: Congreso de exploración de hidrocarburos.
- Leanza, H. A., 1990, Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 45, p. 272-299.
- Leanza, H. A., 2003, Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Leanza, H. A., and C. A. Hugo, 2001, Cretaceous red beds from southern Neuquén Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities: *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, v. 7.
- Leanza, H. A., C. A. Hugo, J. C. Herrero, E. Donnari, and J. C. Pucci, 1997, Hoja geológica 3969-III Picun Leufú.
- Leanza, H. A., H. Marchese, and J. Riggi, 1973, Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picun Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 28, p. 97-132.
- Leanza, H. A., F. Sattler, R. Martinez, and O. Carbone, 2011, La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) en la Cuenca. Neuquina: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, p. 113-129.



- Leavitt, W. D., I. Halevy, A. S. Bradley, and D. T. Johnston, 2013, Influence of sulfate reduction rates on the Phanerozoic sulfur isotope record: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 110, p. 11244-11249.
- Lee, G. W., and S. S. Buckman, 1920, *The Mesozoic Rocks of Applecross, Raasay, and Northeast Skye*, HM Stationery Office.
- Lee, H. P., J. E. Olson, J. Holder, J. F. Gale, and R. D. Myers, 2015, The interaction of propagating opening mode fractures with preexisting discontinuities in shale: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 120, p. 169-181.
- Lee, Y.-J., and D. V. Wiltschko, 2000, Fault controlled sequential vein dilation: competition between slip and precipitation rates in the Austin Chalk, Texas: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1247-1260.
- Legarreta, L., 1985, *Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior)*, provincia de Mendoza: Unpublished Ph. D. dissertation, Universidad Buenos Aires, v. 50.
- Legarreta, L., and C. Gulisano, 1989, *Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior)*: Simposio de Cuencas Sedimentarias.
- Legarreta, L., E. Kozlowski, and A. Boll, 1981, Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina: *Actas VIII Congreso Geológico Argentino*, p. 389-409.
- Legarreta, L., M. Uliana, C. Larotonda, and G. Meconi, 1993, Approaches to nonmarine sequence stratigraphy-theoretical models and examples from Argentine basins: *Collection colloques et séminaire - Institut Français du Pétrole*, v. 51, p. 125-125.
- Legarreta, L., and M. A. Uliana, 1991, Jurassic—Marine Oscillations and Geometry of Back-Arc Basin Fill, Central Argentine Andes: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins*, p. 429-450.
- Legarreta, L., and M. A. Uliana, 1996a, The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 120, p. 303-330.
- Legarreta, L., and M. A. Uliana, 1996b, The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 120, p. 303-330.
- Legarreta, L., and M. A. Uliana, 1998, Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquen Basin, west-central Argentina.
- Legarreta, L., and M. A. Uliana, 1999, El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina: *Geología Argentina . Servicio Geológico Minero Argentino, Anales*, v. 29, p. 399-416.
- Legarreta, L., and H. Villar, 2015, The Vaca Muerta Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: Sequences, facies and source rock characteristics: *Unconventional Resources Technology Conference: URTec*.
- Legarreta, L., and H. J. Villar, 2011, Geological and Geochemical Keys of the Potential Shale Resources, Argentina Basins: *Search and Discovery Article*, v. 80196.
- Legarreta, P., 2009, *Formacion Milichinco en el perfil Puerta Curaco: secuencias, facies y evolución paleoambiental: Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito)*.
- Lejay, A., S. Larmier, P. Rutman, and F. Gelin, 2017, The role of porosity in the development of parallel bedded calcite filled fractures (or beef) in the Vaca Muerta: an integrated analysis from high resolution core data: *Unconventional Resources Technology Conference, Austin, Texas, 24-26 July 2017*, p. 394-409.
- Lejay, A., J. Monkenbusch, L. Martinez, G. Boitnott, L. Louis, and F. Gelin, 2018, When the syn-depositional climatic variations influence my source rock properties—the case study of the Vaca Muerta: *AAPG ACE 2018*.
- Lembrabott, A., and P. R. Cobbold, 2010, Physical modeling of fluid overpressure and compaction during hydrocarbon generation in source rock of low permeability: *American Association of*

- Petroleum Geologists, International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, 15e18 November. Search and Discovery Article.
- LePain, D. L., P. L. Decker, and M. A. Wartes, 2008, Measured sections and preliminary interpretations of the Nanushuk Formation exposed along the Colville River near the confluences with the Awuna and Killik rivers: Preliminary results of recent geologic field investigations in the Brooks Range foothills and North Slope, Alaska: Alaska Division of Geological & Geophysical Surveys Preliminary Interpretive Report, v. 1, p. 41-45.
- Lewan, M. D., and J. E. Birdwell, 2013, Application of uniaxial confining-core clamp with hydrous pyrolysis in petrophysical and geochemical studies of source rocks at various thermal maturities: Unconventional Resources Technology Conference, p. 2565-2572.
- Leythaeuser, D., R. G. Schaefer, and A. Yukler, 1982, Role of diffusion in primary migration of hydrocarbons: AAPG bulletin, v. 66, p. 408-429.
- Li, T., 1998, experimental growth of fibrous veins under compressive loading of varying directions.: Geological Society of America Abstracts with Programs., v. 30.
- Li, T., 2000, Experimental growth of fibers and fibrous veins, University at Albany, Department of Earth and Atmospheric Sciences.
- Li, T., and W. Means, 1997, Taber growth of fibrous veins.: Geological Society of America Abstracts with Programs., v. 29.
- Likens, G. E., 1975, Primary production of inland aquatic ecosystems, Primary productivity of the biosphere, Springer, p. 185-202.
- Ling, Q.-C., and C.-Q. Liu, 2002, Behavior of the REEs and other trace elements during fluid-rock interaction related to ore-forming processes of the Yinshan transitional deposit in China: Geochemical journal, v. 36, p. 443-463.
- Liu, H., S. Zhang, G. Song, S. Zhang, X. Hao, Z. Xie, N. Xu, and P. Liu, 2017a, A discussion on the origin of shale reservoir inter-laminar fractures in the Shahejie Formation of Paleogene, Dongying depression: Journal of Earth Science, v. 28, p. 1064-1077.
- Liu, J., Z. Li, L. Cheng, and J. Li, 2017b, Multiphase Calcite Cementation and Fluids Evolution of a Deeply Buried Carbonate Reservoir in the Upper Ordovician Lianglitag Formation, Tahe Oilfield, Tarim Basin, NW China: Geofluids, v. 2017, p. 1-19.
- Liu, Y.-G., M. Miah, and R. Schmitt, 1988, Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 52, p. 1361-1371.
- Llambias, E., L. Kleiman, J. Salvarredi, and V. Ramos, 1993, El magmatismo gondwánico, 122 Congreso Geológico Argentino Congreso de Exploración de Hidrocarburos.
- Llambías, E., and C. Rapela, 1989, Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37° S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 44, p. 224-236.
- Llambías, E. J., H. A. Leanza, and O. Carbone, 2007, Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37° 05'S-37° 15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 62, p. 217-235.
- Lomba, R. F., M. E. Chenevert, and M. M. Sharma, 2000, The role of osmotic effects in fluid flow through shales: Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 25, p. 25-35.
- López-Gómez, J., J. Martín-Chivelet, and R. M. Palma, 2009, Architecture and development of the alluvial sediments of the Upper Jurassic Tordillo Formation in the Cañada Ancha Valley, northern Neuquén Basin, Argentina: Sedimentary Geology, v. 1, p. 180-195.
- López-Arbarello, A., G. Arratia, and M. A. Tunik, 2003, *Saldenioichthys remotus* gen. et sp. nov. (Teleostei, Perciformes) and other acanthomorph remains from the Maastrichtian Saldeño Formation (Mendoza, Argentina): Fossil Record, v. 6, p. 161-168.
- Lorenz, J. C., and S. P. Cooper, 2017, Atlas of natural and induced fractures in core, John Wiley & Sons.
- Lorenz, J. C., L. W. Teufel, and N. R. Warpinski, 1991, Regional fractures I: a mechanism for the formation of regional fractures at depth in flat-lying reservoirs (1): AAPG bulletin, v. 75, p. 1714-1737.

- Løseth, H., M. Gading, and L. Wensaas, 2009, Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 1304-1319.
- Loucks, R. G., R. M. Reed, S. C. Ruppel, and D. M. Jarvie, 2009, Morphology, genesis, and distribution of nanometer-scale pores in siliceous mudstones of the Mississippian Barnett Shale: *Journal of sedimentary research*, v. 79, p. 848-861.
- Loyd, S., J. Dickson, P. Scholle, and A. Tripathi, 2013, Extensive, uplift-related and non-fault-controlled spar precipitation in the Permian Capitan Formation: *Sedimentary Geology*, v. 298, p. 17-27.
- Luan, G., C. Dong, K. Azmy, C. Lin, C. Ma, L. Ren, and Z. Zhu, 2019, Origin of bedding-parallel fibrous calcite veins in lacustrine black shale: A case study from Dongying Depression, Bohai Bay Basin: *Marine and Petroleum Geology*.
- Ma, C., C. Dong, G. Luan, C. Lin, X. Liu, and D. Elsworth, 2016, Types, characteristics and effects of natural fluid pressure fractures in shale: A case study of the Paleogene strata in Eastern China: *Petroleum Exploration and Development*, v. 43, p. 634-643.
- Ma, C., D. Elsworth, C. Dong, C. Lin, G. Luan, B. Chen, X. Liu, J. M. Muhammad, A. Z. Muhammad, Z. Shen, and F. Tian, 2017, Controls of hydrocarbon generation on the development of expulsion fractures in organic-rich shale: Based on the Paleogene Shahejie Formation in the Jiyang Depression, Bohai Bay Basin, East China: *Marine and Petroleum Geology*, v. 86, p. 1406-1416.
- Macdonald, D., I. Gomez-Perez, J. Franzese, L. Spalletti, L. Lawver, L. Gahagan, I. Dalziel, C. Thomas, N. Trewin, and M. Hole, 2003, Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 287-308.
- Machel, H., 1985a, Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins: *Sedimentology*, v. 32, p. 443-454.
- MACHEL, H. G., 1985b, Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins: *Sedimentology*, v. 32, p. 443-454.
- Machel, H. G., 2000, Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis, *Cathodoluminescence in geosciences*, Springer, p. 271-301.
- Machel, H. G., and E. A. Burton, 1991, Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis: *Special Publications of SEPM*, p. 33-57.
- Mackenzie, A. S., and T. M. Quigley, 1988, Principles of geochemical prospect appraisal: *AAPG Bulletin*, v. 72, p. 399-415.
- Magara, K., 1974, Aquathermal Fluid Migration: *GEOLOGIC NOTES: AAPG Bulletin*, v. 58, p. 2513-2516.
- Mahboubi, A., R. Moussavi-Harami, L. Collins, and J. Muhling, 2010, Petrography and geochemical signatures in cracks filling calcite sequences in septarian concretions, Sanganeh Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran: *Journal of Applied Sciences*, v. 10, p. 526-534.
- Maher, H. D., K. Ogata, and A. Braathen, 2017, Cone-in-cone and beef mineralization associated with Triassic growth basin faulting and shallow shale diagenesis, Edgeøya, Svalbard: *Geological Magazine*, v. 154, p. 201-216.
- Maher, H. D., K. E. I. Ogata, and A. Braathen, 2016, Cone-in-cone and beef mineralization associated with Triassic growth basin faulting and shallow shale diagenesis, Edgeøya, Svalbard: *Geological Magazine*, v. 154, p. 201-216.
- Maliva, R. G., and R. Siever, 1988, Diagenetic replacement controlled by force of crystallization: *Geology*, v. 16, p. 688-691.
- Manceda, R., and D. Figueroa, 1993, La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Provincia de Mendoza: *Congreso Geológico Argentino*, p. 219-232.
- Manceda, R., and D. Figueroa, 1995, Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina.
- Mandl, G., 1988, *Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts*. Elsevier, Amsterdam, 407 p.
- Mandl, G., 1999, *Faulting in brittle rocks: an introduction to the mechanics of tectonic faults*, Springer Science & Business Media.

- Mangenot, X., 2017, Contributions du thermomètre  $\Delta_{47}$  et du chronomètre U-Pb à l'étude de l'histoire diagenétique, thermique, et hydrogéologique des réservoirs carbonatés du Jurassique Moyen du bassin de Paris., Université Paris Diderot, Paris, 193 p.
- Mannion, P. D., and J. O. Calvo, 2011, Anatomy of the basal titanosaur (Dinosauria, Sauropoda) *Andesaurus delgadoi* from the mid-Cretaceous (Albian–early Cenomanian) Río Limay Formation, Neuquén Province, Argentina: implications for titanosaur systematics: *Zoological Journal of the Linnean Society*, v. 163, p. 155-181.
- Maretto, H., and F. Pangaro, 2005, Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: actividad tectónica durante la depositación de la Fm: Quintuco. 6° Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), CD-ROM.
- Marine, I. W., and S. J. Fritz, 1981, Osmotic model to explain anomalous hydraulic heads: *Water Resources Research*, v. 17, p. 73-82.
- Marques, F., and P. Cobbold, 2002, Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments: *Tectonophysics*, v. 348, p. 247-268.
- Marshall, D. J., 1988, Cathodoluminescence of geological materials, Taylor & Francis.
- Marshall, J. D., 1982, Isotopic composition of displacive fibrous calcite veins; reversals in pore-water composition trends during burial diagenesis: *Journal of Sedimentary Research*, v. 52, p. 615-630.
- Marshall, P., 1926, The Upper Cretaceous ammonites of New Zealand: *Transactions of the New Zealand Institute*, p. 129-210.
- Martínez, M., V. García, and M. Quattrocchio, 2005, Análisis palinofacial de la Formación Challacó, Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina, Argentina: *Revista Española de Micropaleontología*, v. 37, p. 241-258.
- Martínez, M. A., 2002, Palynological zonation of the Lajas Formation (Middle Jurassic) of the Neuquén Basin, Argentina: *Ameghiniana*, v. 39, p. 221-240.
- Martinius, A. W., J. Hegner, I. Kaas, C. Bejarano, X. Mathieu, and R. Mjøs, 2012, Sedimentology and depositional model for the Early Miocene Oficina Formation in the Petrocedño Field (Orinoco heavy-oil belt, Venezuela): *Marine and Petroleum Geology*, v. 35, p. 354-380.
- Mason, R., 1994, Effects of heating and prolonged electron bombardment on cathodoluminescence emission from synthetic calcite: *Chemical geology*, v. 111, p. 245-260.
- Mason, R., and A. Mariano, 1990, Cathodoluminescence activation in manganese-bearing and rare earth-bearing synthetic calcites: *Chemical Geology*, v. 88, p. 191-206.
- Mathieu, J.-P., J.-P. Leduc, J. Pelletier, S. Vidal-Gilbert, K. Su, and M. F. Raverta, 2016, Assessment of Rock Types Properties in a South American Unconventional Shale Play, Unconventional Resources Technology Conference, San Antonio, Texas, 1-3 August 2016, p. 1951-1966.
- Maxwell, S. C., T. Urbancic, N. Steinsberger, and R. Zinno, 2002, Microseismic imaging of hydraulic fracture complexity in the Barnett shale: SPE annual technical conference and exhibition.
- McBride, E., T. Diggs, and J. Wilson, 1991, Compaction of wilcox and carrizo sandstones (paleocene-eocene) to 4420 m, texas gulf coast: *Journal of Sedimentary Research*, v. 61, p. 73-85.
- McCaig, A. M., D. M. Wayne, J. D. Marshall, D. Banks, and I. Henderson, 1995, Isotopic and fluid inclusion studies of fluid movement along the Gavarnie Thrust, central Pyrenees; reaction fronts in carbonate mylonites: *American Journal of Science*, v. 295, p. 309-343.
- McIlroy, D., S. Flint, J. A. Howell, and N. Timms, 2005, Sedimentology of the tide-dominated Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina: Geological Society, London, Special Publications, v. 252, p. 83-107.
- McLennan, S. M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy* 21, p. 169-200.
- McManus, J., W. M. Berelson, G. P. Klinkhammer, K. S. Johnson, K. H. Coale, R. F. Anderson, N. Kumar, D. J. Burdige, D. E. Hammond, and H. J. Brumsack, 1998, Geochemistry of barium in

- marine sediments: Implications for its use as a paleoproxy: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 3453-3473.
- McPherson, B. J., and J. D. Bredehoeft, 2001, Overpressures in the Uinta basin, Utah: Analysis using a three-dimensional basin evolution model: *Water Resources Research*, v. 37, p. 857-871.
- Means, W., and T. Li, 1995, Experimental antitaxial growth of fibrous crystals, II: internal structures.: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 27.
- Means, W., and T. Li, 2001, A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 857-863.
- Meissner, F., 1978a, Patterns of source-rock maturity in nonmarine source-rocks of some typical western interior basins: Nonmarine Tertiary and Upper Cretaceous source rocks and the occurrence of oil and gas in west-central US: *Rocky Mountain Association of Geologists Continuing Education Lecture Series*, p. 1-37.
- Meissner, F. F., 1978b, *Petroleum Geology of the Bakken Formation Williston Basin, North Dakota and Montana*.
- Meissner, F. F., 1991, *Petroleum geology of the Bakken Formation Williston Basin, North Dakota and Montana*.
- Meng, Q., 2017, Formation and growth of fibrous mineral veins in mudrocks during burial and uplift, University of Oxford.
- Meng, Q., J. Hooker, and J. Cartwright, 2017a, Early overpressuring in organic-rich shales during burial: evidence from fibrous calcite veins in the Lower Jurassic Shales-with-Beef Member in the Wessex Basin, UK: *Journal of the Geological Society*, v. 174, p. 869-882.
- Meng, Q., J. Hooker, and J. Cartwright, 2017b, Genesis of natural hydraulic fractures as an indicator of basin inversion: *Journal of Structural Geology*, v. 102, p. 1-20.
- Meng, Q., J. Hooker, and J. Cartwright, 2018a, Displacive Widening of Calcite Veins in Shale: Insights Into the Force of Crystallization: *Journal of Sedimentary Research*, v. 88, p. 327-343.
- Meng, Q., J. Hooker, and J. O. E. Cartwright, 2018b, Role of pressure solution in the formation of bedding-parallel calcite veins in an immature shale (Cretaceous, southern UK): *Geological Magazine*, p. 1-17.
- Merriman, R., D. Highley, and D. Cameron, 2003, Definition and characteristics of very-fine grained sedimentary rocks: clay, mudstone, shale and slate: *British Geological Survey Commissioned Report*, p. 20.
- Mescua, J. F., 2011, Evolución estructural de la cordillera principal entre Las Choicas y Santa Elena (35° S), provincia de Mendoza, Argentina, Ph. D. Thesis (Unpublished), Universidad de Buenos Aires: 244 p.
- Meunier, A., 2006, Why are clay minerals small?: *Clay Minerals*, v. 41, p. 551-566.
- Meybeck, M., 1982, Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers: *Am. J. Sci*, v. 282, p. 401-450.
- Meyerhoff, H. A., 1948, The occurrence and mining of solid bitumens in western Argentina.: *Trans. Am. Inst. Min. Eng.*, v. 181, p. 403-412.
- Meyers, P. A., K. Takemura, and S. Horie, 1993, Reinterpretation of Late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles: *Quaternary Research*, v. 39, p. 154-162.
- Middleton, D., J. Parnell, P. Carey, and G. Xu, 2000, Reconstruction of fluid migration history in Northwest Ireland using fluid inclusion studies: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69, p. 673-677.
- Miller, S., W. Van Der Zee, D. Olgaard, and J. Connolly, 2003, A fluid-pressure feedback model of dehydration reactions: experiments, modelling, and application to subduction zones: *Tectonophysics*, v. 370, p. 241-251.
- Miller, T. W., 1995, New insights on natural hydraulic fractures induced by abnormally high pore pressures: *AAPG bulletin*, v. 79, p. 1005-1018.



- Miller, W., R. Peterson, J. Stevens, C. Lackey, and C. Harrison, 1994, In-situ stress profiling and prediction of hydraulic fracture azimuth for the west Texas Canyon Sands formation: SPE Production & Facilities, v. 9, p. 204-210.
- Milliken, K., 2014, A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Research*, v. 84, p. 1185-1199.
- Milliken, K. L., and R. J. Day-Stirrat, 2013, Cementation in mudrocks: brief review with examples from cratonic basin mudrocks.
- Milliken, K. L., S. M. Ergene, and A. Ozkan, 2016, Quartz types, authigenic and detrital, in the Upper Cretaceous Eagle Ford Formation, south Texas, USA: *Sedimentary Geology*, v. 339, p. 273-288.
- Milliken, K. L., R. M. Reed, D. K. McCarty, J. Bishop, C. Lipinski, T. B. Fischer, L. Crousse, and H. Reijenstein, 2019, Grain assemblages and diagenesis in the Vaca Muerta Formation (Jurassic-Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: *Sedimentary geology*, v. 380, p. 45-64.
- Mitchum Jr, R. M., and M. A. Uliana, 1985, Seismic Stratigraphy of Carbonate Depositional Sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquen Basin, Argentina: Chapter 15: AAPG Bulletin, v. M 39, p. 255 - 274.
- Mitchum Jr, R. M., and M. A. Uliana, 1987, Passive Margins: Regional Seismic Stratigraphic Analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Carbonate Depositional Sequences, Neuquen Basin, Argentina.
- Mitchum, R., and M. Uliana, 1982, Estratigrafía sísmica de las formaciones Loma Montosa: Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina, República Argentina. I Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Actas, p. 439-484.
- Möller, P., 1983, Lanthanoids as a Geochemical Probe and Problems in Lanthanoid Geochemistry Distribution and Behaviour of Lanthanoids in Non-Magmatic-Phases, Systematics and the properties of the Lanthanides, Springer, p. 561-616.
- Möller, P., 1989, Minor and trace elements in magnesite: Monograph series on mineral deposits, v. 28, p. 173-195.
- Monson, B., and J. Parnell, 1992, The origin of gilsonite vein deposits in the Uinta Basin, Utah.
- Montel, F., 1993, Phase equilibria needs for petroleum exploration and production industry: *Fluid Phase Equilibria*, v. 84, p. 343-367.
- Moore, J. C., and P. Vrolijk, 1992, Fluids in accretionary prisms: *Reviews of Geophysics*, v. 30, p. 113-135.
- Morad, S., I. Al-Aasm, M. Sirat, and M. Sattar, 2010, Vein calcite in cretaceous carbonate reservoirs of Abu Dhabi: Record of origin of fluids and diagenetic conditions: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 106, p. 156-170.
- Morford, J. L., and S. Emerson, 1999, The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 1735-1750.
- Morgans-Bell, H. S., A. L. Coe, S. P. Hesselbo, H. C. Jenkyns, G. P. Weedon, J. E. Marshall, R. V. Tyson, and C. Williams, 2001, Integrated stratigraphy of the Kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) based on exposures and boreholes in south Dorset, UK: *Geological Magazine*, v. 138, p. 511-539.
- Morley, C., 2003, Mobile shale related deformation in large deltas developed on passive and active margins: Geological Society, London, Special Publications, v. 216, p. 335-357.
- Morley, C. K., and G. Guerin, 1996, Comparison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt: *Tectonics*, v. 15, p. 1154-1170.
- Mosquera, A., V. A. Ramos, and S. Kay, 2006, Intraplate deformation in the Neuquén Embayment: SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, v. 407, p. 97.
- Mosquera, A., J. Silvestro, V. A. Ramos, M. Alarcón, and M. Zubiri, 2011, La estructura de la Dorsal de Huincul: Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, p. 385-397.
- Mouchet, J.-P., and A. Mitchell, 1989, Abnormal pressures while drilling: origins, prediction, detection, evaluation, v. 2, Editions Technip.

- Mourgues, R., 2004, *Suppressionss de fluide et décollments. Modélisations analogique et numériques*, Rennes II, Rennes, 265 p.
- Mourgues, R., and P. Cobbold, 2003a, Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling: *Tectonophysics*, v. 376, p. 75-97.
- Mourgues, R., and P. R. Cobbold, 2003b, Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling: *Tectonophysics*, v. 376, p. 75-97.
- Mourgues, R., J. Gressier, L. Bodet, D. Bureau, and A. Gay, 2011, "Basin scale" versus "localized" pore pressure/stress coupling—Implications for trap integrity evaluation: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, p. 1111-1121.
- Mozley, P. S., and S. J. Burns, 1993, Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions; an overview: *Journal of Sedimentary Research*, v. 63, p. 73-83.
- Mpodozis, C., and S. M. Kay, 1992, Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28 S to 31 S): *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 999-1014.
- Mügge, O., 1928, *Über die Entstehung faseriger Minerale und ihrer Aggregationsformen: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie A*, v. 58, p. 303-438.
- Mukerji, T., N. Dutta, M. Prasad, and J. Dvorkin, 2002, Seismic detection and estimation of overpressures: Part I: The rock physics basis: *CSEG Recorder*, v. 27, p. 34-57.
- Mullenax, A. C., and D. R. Gray, 1984, Interaction of bed-parallel stylolites and extension veins in boudinage: *Journal of structural geology*, v. 6, p. 63-71.
- Murthy, R., D. Kidder, R. Mapes, and R. Hannigan, 2004, Rare-earth element chemistry of Mississippian-age phosphate nodules in the Fayetteville Shale of Oklahoma and Arkansas: *Environmental Geosciences*, v. 11, p. 99-111.
- Naides, C., 2010, *Petrophysical Analysis Method to Identify "Sweet Spots" in Tight Reservoirs: Case Study from Punta Rosada Formation in Neuquen Basin, Argentina: Paper SPE 121313 presented at the e SPE Latin American & Caribbean Petroleum Engineering Conference, Lima, Peru, p. 1-3.*
- Naipauer, M., E. G. Morabito, J. C. Marques, M. Tunik, E. A. R. Vera, G. I. Vujovich, M. P. Pimentel, and V. A. Ramos, 2012, Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: constraints from surface data and U–Pb detrital zircon ages: *Tectonophysics*, v. 524, p. 59-75.
- Narr, W., and J. Suppe, 1991, Joint spacing in sedimentary rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 1037-1048.
- Negra, M. H., M. F. Zagrarni, A. Hanini, and A. Strasser, 2011, The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia: filament origin and environmental signification: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 182, p. 507-519.
- Nelson, R., 2001, *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*, Elsevier.
- Neuzil, C., 1995, Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena: *American Journal of Sciences*, v. 295.
- Neuzil, C., 2000, Osmotic generation of 'anomalous' fluid pressures in geological environments: *Nature*, v. 403, p. 182.
- Nicholas, C. J., P. N. Pearson, P. R. Bown, T. D. Jones, B. T. Huber, A. Karega, J. A. Lees, I. K. McMillan, A. O'Halloran, and J. M. Singano, 2006, Stratigraphy and sedimentology of the Upper Cretaceous to Paleogene Kilwa Group, southern coastal Tanzania: *Journal of African Earth Sciences*, v. 45, p. 431-466.
- Nicholson, R., 1991, Vein morphology, host rock deformation and the origin of the fabrics of echelon mineral veins: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 635-641.
- Nicholson, R., and D. Pollard, 1985, Dilation and linkage of echelon cracks: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 583-590.
- Noiriel, C., F. Renard, M.-L. Doan, and J.-P. Gratier, 2010, Intense fracturing and fracture sealing induced by mineral growth in porous rocks: *Chemical Geology*, v. 269, p. 197-209.

- Nollet, S., J. L. Urai, P. D. Bons, and C. Hilgers, 2005, Numerical simulations of polycrystal growth in veins: *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 217-230.
- Norabuena, E., L. Leffler-Griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, I. S. Sacks, L. Ocola, and M. Ellis, 1998, Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes: *Science*, v. 279, p. 358-362.
- Nüchter, J.-A., and B. Stöckhert, 2007, Vein quartz microfabrics indicating progressive evolution of fractures into cavities during postseismic creep in the middle crust: *Journal of Structural Geology*, v. 29, p. 1445-1462.
- Nunn, J. A., 2012, Burial and thermal history of the Haynesville shale: Implications for overpressure, gas generation, and natural hydrofracture.
- Obradors-Prats, J., M. Rouainia, A. C. Aplin, and A. J. Crook, 2016, Stress and pore pressure histories in complex tectonic settings predicted with coupled geomechanical-fluid flow models: *Marine and Petroleum Geology*, v. 76, p. 464-477.
- Odom, I., 1984, Smectite clay minerals: properties and uses: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 311, p. 391-409.
- Okamoto, A., and K. Sekine, 2011, Textures of syntaxial quartz veins synthesized by hydrothermal experiments: *Journal of Structural Geology*, v. 33, p. 1764-1775.
- Oliver, N. H., and P. D. Bons, 2001, Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure: *Geofluids*, v. 1, p. 137-162.
- Olson, J., and A. Dahi-Taleghani, 2010, The influence of natural fractures on hydraulic fracture propagation: *AAPG*, v. 10.
- Olson, J. E., S. E. Laubach, and R. H. Lander, 2009, Natural fracture characterization in tight gas sandstones: Integrating mechanics and diagenesis: *AAPG bulletin*, v. 93, p. 1535-1549.
- Omil, R. G., J. Caniggia, and P. Borghi, 2014, La Formacion Vac Muerta En La Faja Plegada De Neuquén Y Mendoza. Procesos Que Controlaron Su Madurez, *in* IAPG, ed., IX Congreso de Exploracion y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Ong, A., 2013, Réservoirs silicoclastiques très enfouis : Caractérisation diagénétique et modélisation appliquées aux champs pétroliers du Viking Graben (Mer du Nord), Univeristé de Lorraine, Nancy, 346 p.
- Orchuela, I., J. Ploszkiewicz, and R. Viñes, 1981, Reinterpretación estructural de la denominada 'Dorsal Neuquina': Congreso Geológico Argentino.
- Osborne, M. J., and R. E. Swarbrick, 1997, Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation: *AAPG bulletin*, v. 81, p. 1023-1041.
- Osiptsov, A. A., 2017, Fluid mechanics of hydraulic fracturing: a review: *Journal of petroleum science and engineering*, v. 156, p. 513-535.
- Ougier-Simonin, A., F. Renard, C. Boehm, and S. Vidal-Gilbert, 2016, Microfracturing and microporosity in shales: *Earth-Science Reviews*, v. 162, p. 198-226.
- Pabst, A., 1931, "Pressure-Shadows" and the measurement of the orientation of minerals in rocks: *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, v. 16, p. 55-55.
- Padin, A., G. Pijaudier-Cabot, A. Lejay, H. Pourpak, J.-P. Mathieu, A. Onaisi, G. Boitnott, and L. Louis, 2019, High-resolution Measurements of Elasticity at Core Scale. Improving Mechanical Earth Model Calibration at the Vaca Muerta Formation: SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference.
- Pagel, M., J. Barbarand, D. Beaufort, C. Gautheron, and J. Pironon, 2014, Bassins sédimentaires-les marqueurs de leur histoire thermique.
- Pagel, M., V. Barbin, P. Blanc, and D. Ohnenstetter, 2000, Cathodoluminescence in geosciences: an introduction, *Cathodoluminescence in Geosciences*, Springer, p. 1-21.
- Paim, P. S., A. S. Silveira, E. L. Lavina, U. F. Faccini, H. A. Leanza, J. T. de Oliveira, and R. S. D'Avila, 2008, High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group, Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén Basin: *Revista de la Asociación Geológica Argentina. Simposio Jurásico de América del Sur*, p. 728-753.

- Palacio, J. P., D. Hryb, and F. G. Tomassini, 2018, Predicción De la Distribución De Beefs En La Formación Vaca Muerta - Un Análisis Integrado, 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Recursos No Convencionales: Hacia una Nueva Convención.
- Palm, E., 1990, Rayleigh convection, mass transport, and change in porosity in layers of sandstone: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 95, p. 8675-8679.
- Palma, R., D. A. Kietzmann, J. Martín-Chivelet, J. López-Gómez, and G. S. Bressan, 2012, New biostratigraphic data from the Callovian-Oxfordian La Manga Formation, Neuquén Basin, Argentina: evidence from an ammonite condensed level.
- Palma, R. M., 1996, Analysis of carbonate microfacies in the Chachao Formation (cretaceous), Barda Blanca-malargüe, Mendoza province-Argentina: A cluster analytic approach: *Carbonates and Evaporites*, v. 11, p. 182.
- Palma, R. M., and M. P. Angeleri, 1992, Early cretaceous serpulid limestones: chachao formation, Neuquen basin, Argentina: *Facies*, v. 27, p. 175-178.
- Palma, R. M., and G. S. Bressan, 2008, Diagenesis of a bioclastic oyster deposit from the Lower Cretaceous (Chachao Formation). Neuquén basin. Mendoza Province, Argentina: *Carbonates and Evaporites*, v. 23, p. 39.
- Palma, R. M., D. A. Kietzmann, S. Adamonis, and J. L. Gómez, 2009, Oxfordian reef architecture of the La Manga Formation, Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina: *Sedimentary Geology*, v. 221, p. 127-140.
- Palma, R. M., D. A. Kietzmann, G. S. Bressan, J. Martín-Chivelet, J. López-Gómez, M. E. Farias, and M. P. I. Llanos, 2013, Peritidal cyclic sedimentation from La Manga Formation (Oxfordian), Neuquén Basin, Mendoza, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 47, p. 1-11.
- Palma, R. M., and S. G. Lanés, 2001, Shell bed stacking patterns in the Chachao Formation (early Valanginian) in Malargüe area, Mendoza province, Neuquen Basin-Argentina: *Carbonates and Evaporites*, v. 16, p. 168.
- Palma, R. M., J. López-Gómez, and R. D. Piethé, 2007, Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: *Facies and depositional sequences: Sedimentary Geology*, v. 195, p. 113-134.
- Pandian, N., and S. Balasubramonian, 1999, Permeability and consolidation behavior of fly ashes: *Journal of testing and evaluation*, v. 27, p. 337-342.
- Pángaro, F., M. Pereira, F. Raggio, O. Pioli, J. Silvestro, M. Zubiri, and G. Gozalvez, 2006, Tectonic Inversion of the Huincul High, Neuquen Basin, Argentina: An Endangered Species. Stratigraphic Evidences of It's Disappearance.
- Papú, O., 1997, Nueva especie de *Grapnelispora* del Campaniense-Maastrichtiense, provincia de Mendoza, Argentina: *Revista española de paleontología*, v. 12, p. 197-206.
- Papu, O. H., 1991, Contribución a la palinología estratigráfica de la Formación Malargüe, Cretácico Superior, sur de la provincia de Mendoza, Argentina. Parte 1: especies terrestres y de aguas continentales: *Ameghiniana*, v. 27, p. 289-303.
- Papú, O. H., 1993, Nuevos hallazgos del género *Grapnelispora* (Stover & Partridge) en la Formación Loncoche de Ranquil-Co, Cretácico Superior en la provincia de Mendoza, Argentina: *Ameghiniana*, v. 30, p. 143-147.
- Pardo-Casas, F., and N. Molnar, 1987a, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- Pardo-Casas, F., and P. Molnar, 1987b, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- Parent, H., A. C. Garrido, A. Scherzinger, G. Schweigert, and I. Fözy, 2015, The Tithonian-Lower Valanginian stratigraphy and ammonite fauna of the Vaca Muerta Formation in Pampa Tril, Neuquén Basin, Argentina.
- Parnell, J., 1999, Petrographic evidence for emplacement of carbon into Witwatersrand conglomerates under high fluid pressure: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 164-170.

- Parnell, J., N. J. F. Blamey, A. Costanzo, M. Feely, and A. J. Boyce, 2014, Preservation of Mesoproterozoic age deep burial fluid signatures, NW Scotland: *Marine and Petroleum Geology*, v. 55, p. 275-281.
- Parnell, J., and P. F. Carey, 1995, Emplacement of bitumen (asphaltite) veins in the Neuquén Basin, Argentina: *AAPG bulletin*, v. 79, p. 1798-1815.
- Parnell, J., C. Honghan, D. Middleton, T. Haggan, and P. Carey, 2000, Significance of fibrous mineral veins in hydrocarbon migration: fluid inclusion studies: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69, p. 623-627.
- Parras, A., and M. Griffin, 2013, Late Cretaceous (Campanian/Maastrichtian) freshwater to restricted marine mollusc fauna from the Loncoche Formation, Neuquén Basin, west-central Argentina: *Cretaceous Research*, v. 40, p. 190-206.
- Parras, A. M., S. Casadío, and M. Pires, 1998, Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico-Paleógeno, en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina: *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, v. 5.
- Passchier, C. W., and R. A. Trouw, 2005, *Microtectonics*, Springer Science & Business Media.
- Pattan, J., and N. J. G. Pearce, 2009, Bottom water oxygenation history in southeastern Arabian Sea during the past 140 ka: results from redox-sensitive elements: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 280, p. 396-405.
- Paytan, A., M. Kastner, and F. Chavez, 1996, Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the equatorial Pacific as indicated by marine barite: *Science*, v. 274, p. 1355-1357.
- Pellenard, P., J. F. Deconinck, W. D. Huff, J. Thierry, D. Marchand, D. Fortwengler, and A. Trouiller, 2003, Characterization and correlation of Upper Jurassic (Oxfordian) bentonite deposits in the Paris Basin and the Subalpine Basin, France: *Sedimentology*, v. 50, p. 1035-1060.
- Perrone, V., P. de Capoa, and F. Cesarini, 1998, Remise en question, á propos de la Nappe du Val Marecchia, d'attributions paléogéographiques et structurales de l'Apennin nord-oriental (Italie): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, v. 326, p. 347-353.
- Pichat, A., 2017, Dynamique des systèmes évaporitiques d'un bassin d'avant-pays salifère et processus diagénétiques associés au contexte halocinétiques : exemple du bassin de Sivas en Turquie, Univeristé de Pau et des Pays de l'Adour.
- Pilger Jr, and Rex, 1981, Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 92, p. 448-456.
- Pironon, J., 2004, Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction: *Acta Petrologica Sinica*, v. 20, p. 1333-1342.
- Pironon, J., and J. Bourdet, 2008, Petroleum and aqueous inclusions from deeply buried reservoirs: Experimental simulations and consequences for overpressure estimates: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 4916-4928.
- Pironon, J., M. Canals, J. Dubessy, F. Walgenwitz, and C. Laplace-Builhe, 1998, Volumetric reconstruction of individual oil inclusions by confocal scanning laser microscopy: *European Journal of Mineralogy*, v. 10, p. 1143-1150.
- Pironon, J., R. Thiery, M. Ayt Ougougdal, S. Teinturier, G. Beaudoin, and F. Walgenwitz, 2001, FT-IR measurements of petroleum fluid inclusions: methane, n-alkanes and carbon dioxide quantitative analysis: *Geofluids*, v. 1, p. 2-10.
- Pironon, J., R. Thiery, S. Teinturier, and F. Walgenwitz, 2000, Water in petroleum inclusions: evidence from Raman and FT-IR measurements, PVT consequences: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69, p. 663-668.
- Plumley, W. J., 1980, Abnormally High Fluid Pressure: Survey of Some Basic Principles: *GEOLOGIC NOTES: AAPG Bulletin*, v. 64, p. 414-422.
- Ponce, J. J., C. Zavala, V. Marteau, and D. Drittanti, 2002, Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén: *XV Congreso Geológico Argentino*, p. 716-721.



- Pose, F., A. Gangui, and S. Galeazzi, 2014, Estratigrafía secuencial del sistema Quintuco-Vaca Muerta en el engolfamiento neuquino, Cuenca Neuquina, Argentina: IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos IAPG, Mendoza, Argentina.
- Powers, M. C., 1967, Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration: AAPG bulletin, v. 51, p. 1240-1254.
- Prajapati, N., M. Selzer, B. Nestler, B. Busch, and C. Hilgers, 2018a, Modeling fracture cementation processes in calcite limestone: a phase-field study: Geothermal Energy, v. 6, p. 7.
- Prajapati, N., M. Selzer, B. Nestler, B. Busch, and C. Hilgers, 2018b, Modeling fracture cementation processes in calcite limestone: a phase-field study: Geothermal Energy, v. 6.
- Previtera, E., and B. J. González Riga, 2008, Vertebrados cretácicos de la Formación Loncoche en Calmu-Co, Mendoza, Argentina: Ameghiniana, v. 45, p. 349-359.
- Prevost-Boure, O., 2013, Caractérisation géologique et géochimique des 'Beef' du bassin de Wessex, Angleterre du Sud : Etude isotopique et inclusions de fluides., in G. Rennes, ed., Université Rennes 1, Rennes.
- Price, N. J., 2016, Fault and joint development: in brittle and semi-brittle rock, Elsevier.
- Price, N. J., and J. W. Cosgrove, 1990, Analysis of geological structures, Cambridge University Press.
- Prokoph, A., G. Shields, and J. Veizer, 2008, Compilation and time-series analysis of a marine carbonate  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  database through Earth history: Earth-Science Reviews, v. 87, p. 113-133.
- Pujana, I., 1991, Pantanelliidae (Radiolaria) from the Tithonian of the Vaca Muerta Formation, Neuquén, Argentina: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, v. 180, p. 391-408.
- Pujana, I., 1996, Occurrence of Vallupinae (Radiolaria) in the Neuquén Basin: biostratigraphic implications: GeoResearch Forum, p. 459-466.
- Putnis, A., M. Prieto, and L. Fernandez-Diaz, 1995, Fluid supersaturation and crystallization in porous media: Geological Magazine, v. 132, p. 1-13.
- Qiming, Z., and D. Weiliang, 2000, Overpressure system of hydrocarbon-bearing basins in China: Acta Petroli Sinica, v. 21, p. 1-10.
- Qin, X., D.-H. Han, and F. Yan, 2016, Rock-physics modeling of shale during smectite-to-illite transition, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016, Society of Exploration Geophysicists, p. 3416-3421.
- Quenardelle, S., and V. A. Ramos, 1999, Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina: Special Papers - Geological Society of America, p. 63-86.
- Rainoldi, A. L., M. Franchini, D. Beaufort, P. Mozley, A. Giusiano, C. Nora, P. Patrier, A. Impiccini, and J. Pons, 2015, Mineral reactions associated with hydrocarbon paleomigration in the Huincul High, Neuquén Basin, Argentina: Bulletin, v. 127, p. 1711-1729.
- Rainoldi, A. L., M. Franchini, D. Beaufort, P. Patrier, A. Giusiano, A. Impiccini, and J. Pons, 2014, Large-scale bleaching of red beds related to upward migration of hydrocarbons: Los Chihuidos High, Neuquen Basin, Argentina: Journal of Sedimentary Research, v. 84, p. 373-393.
- Ramos, V., 1976, Estratigrafía de los Lagos Fontana y La Plata (Chubut), Argentina: Actas 1º Congreso Geológico Chileno, p. 43-64.
- Ramos, V., 1978, Estructura relatorio geología y recursos naturales del Neuquen: Acta VII, Argentina Geological Congress, Neuquén, p. 99-118.
- Ramos, V., 1996, Evolución tectónica de la Plataforma Continental: Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina, v. 21, p. 405-422.
- Ramos, V., D. Dallmeyer, and G. Vujovich, 1998, Ar/Ar constraints in the age of deformation of the Pie de Palo basement: Implications for the docking of Precordillera and Chileña: The Proto-Andean margin of Gondwana (Pankhurst, RJ; Rápela, CW, p. 143-158.
- Ramos, V. A., 1981, Descripción geológica de la hoja 33 c, Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén: carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000, Servicio Geológico Nacional.

- Ramos, V. A., 1999, Las provincias geológicas del territorio argentino: *Geología Argentina*, v. 29, p. 41-96.
- Ramos, V. A., 2010, The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes: *Geological Journal*, v. 45, p. 2-25.
- Ramos, V. A., E. O. Cristallini, and D. J. Pérez, 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes: *Journal of South American earth sciences*, v. 15, p. 59-78.
- Ramos, V. A., M. Escayola, D. I. Mutti, and G. I. Vujovich, 2000, Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, p. 331-350.
- Ramos, V. A., and A. Folguera, 2005, Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 252, p. 15-35.
- Ramos, V. A., and S. M. Kay, 1991, Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina, *Andean magmatism and its tectonic setting*, v. 265, *Geological Society of America Boulder*, p. 79-91.
- Ramos, V. A., and S. M. Kay, 2006, Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35–39 S latitude): *Geological Society of America, Special Paper*, v. 407, p. 1-18.
- Ramos, V. A., T. Zapata, E. Cristallini, and A. Introcaso, 2004, The Andean thrust system latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening.
- Ramsay, J. G., 1980, The crack–seal mechanism of rock deformation: *Nature*, v. 284, p. 135.
- Ramsay, J. G., 1986, The techniques of modern structural geology: *The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures*, v. 2, p. 309-700.
- Ramsay, J. G., and M. I. Huber, 1983, *Modern structural geology*, v. 1, Academic Press New York.
- Ramsay, J. G., and M. I. Huber, 1987, *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*, v. 2, Academic press.
- Ransom, B., and H. C. Helgeson, 1995, A chemical and thermodynamic model of dioctahedral 2: 1 layer clay minerals in diagenetic processes; dehydration of dioctahedral aluminous smectite as a function of temperature and depth in sedimentary basins: *American Journal of Science*, v. 295, p. 245-281.
- Rapela, C., R. Pankhurst, C. Casquet, E. Baldo, J. Saavedra, C. Galindo, and C. Fanning, 1998, The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 142, p. 181-217.
- Reid, C., H. B. Woodward, F. J. Bennett, and A. J. Jukes-Browne, 1903, *The Geology of the Country Around Salisbury: (Explanation of Sheet 298)*, HM Stationery Office.
- Reijenstein, H. M., L. Christopher, F. Manuel, V. Dolores, C. Luisa, G. T. Federico, and K. Diego, 2015, Where is the Vaca Muerta sweet spot? the importance of regional facies trends, thickness, and maturity in generating play concepts: *Unconventional Resources Technology Conference, San Antonio, Texas, 20-22 July 2015*, p. 798-804.
- Renard, F., M. Andréani, A.-M. Boullier, and P. Labaume, 2005, Crack-seal patterns: records of uncorrelated stress release variations in crustal rocks: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 243, p. 67-79.
- Renshaw, C., and D. Pollard, 1995, An experimentally verified criterion for propagation across unbounded frictional interfaces in brittle, linear elastic materials: *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts*, p. 237-249.
- Riccardi, A., S. Damborenea, M. Mancenido, and S. Ballent, 1999, El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 3. Bioestratigrafía: *Geología Argentina. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino*, v. 29, p. 419-432.
- Richter, D., T. Götze, J. Götze, and R. Neuser, 2003, Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology: *Mineralogy and Petrology*, v. 79, p. 127-166.

- Riding, J. B., M. E. Quattrocchio, and M. A. Martínez, 2011, Mid Jurassic (Late Callovian) dinoflagellate cysts from the Lotena Formation of the Neuquén Basin, Argentina and their palaeogeographical significance: *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 163, p. 227-236.
- Riediger, C., and M. Coniglio, 1992, Early Diagenetic Calcites and Associated Bitumens in the: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 40, p. 381-394.
- Riga, B. G., 1999, Hallazgo de vertebrados fósiles en la Formación Loncoche, Cretácico Superior de la provincia de Mendoza, Argentina: *Ameghiniana*, v. 36, p. 401-410.
- Ritter, A.-C., T. Kluge, J. Berndt, D. K. Richter, C. M. John, S. Bodin, and A. Immenhauser, 2015, Application of redox sensitive proxies and carbonate clumped isotopes to Mesozoic and Palaeozoic radial fibrous calcite cements: *Chemical Geology*, v. 417, p. 306-321.
- Robert, F., and W. C. Kelly, 1987, Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: *Economic Geology*, v. 82, p. 1464-1482.
- Roberts, S. J., and J. A. Nunn, 1995, Episodic fluid expulsion from geopressed sediments: *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 195-204.
- Rodrigues, N., P. R. Cobbold, and H. Løseth, 2009a, Physical modelling of sand injectites: *Tectonophysics*, v. 474, p. 610-632.
- Rodrigues, N., P. R. Cobbold, H. Løseth, and G. Ruffet, 2009b, Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression: *Journal of the Geological Society*, v. 166, p. 695-709.
- Rodrigues, N. T., 2008, *Fracturation hydraulique et forces de courant: modélisation analogique et données de terrain*, Université de Rennes 1.
- Rodriguez, L., E. Chiapello, L. Lambert, J. P. Leduc, L. Mosse, and M. J. Sanchez, 2015, Quantitative and comparative evaluation of mineralogy and TOC analysis from cores, cuttings and logs in Vaca Muerta unconventional shale play: *Unconventional Resources Technology Conference*, San Antonio, Texas, 20-22 July 2015, p. 2003-2023.
- Roedder, E., and R. Bodnar, 1980, Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 8, p. 263-301.
- Roll, A., 1939, *La cuenca de los estratos con dinosaurios al sur del río Neuquén: Informe inédito. Yacimientos Petrolíferos Fiscales.*
- Romero-Sarmiento, M.-F., S. Ramiro-Ramirez, G. Berthe, M. Fleury, and R. Littke, 2017, Geochemical and petrophysical source rock characterization of the Vaca Muerta Formation, Argentina: Implications for unconventional petroleum resource estimations: *International Journal of Coal Geology*, v. 184, p. 27-41.
- Romero-Sarmiento, M.-F., J.-N. Rouzaud, S. Bernard, D. Deldicque, M. Thomas, and R. Littke, 2014, Evolution of Barnett Shale organic carbon structure and nanostructure with increasing maturation: *Organic Geochemistry*, v. 71, p. 7-16.
- Rose, 2012, *Processus de création de nuages de points par corrélation d'images: XYZ*, v. 131, p. 19-23.
- Rosenfeld, U., and W. Volkheimer, 1980, Turbidite und andere Rhythmite im tieferen Jura des Neuquén-Beckens (Argentinien). Turbidites and other rhythmic sediments in the Lower Jurassic of the Neuquén Basin (Argentina): *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaöntologie Abhandlungen (Stuttgart)*, v. 159, p. 379-421.
- Rosenqvist, I. T., 1953, Considerations on the sensitivity of Norwegian quick-clays: *Geotechnique*, v. 3, p. 195-200.
- Rossi, V. M., and R. J. Steel, 2016, The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina): *Sedimentology*, v. 63, p. 824-864.
- Rothrock, E., 1925, On the force of crystallization of calcite: *The Journal of Geology*, v. 33, p. 80-83.
- Rowan, M. G., F. J. Peel, and B. C. Vendeville, 2004, Gravity-driven fold belts on passive margins.
- Rubey, W. W., and M. King Hubbert, 1959, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis: *Geological Society of America Bulletin*, v. 70, p. 167-206.

- Rubinstein, C., J. H. G. Melo, and P. Steemans, 2005, Lochkovian (earliest Devonian) miospores from the Solimões Basin, northwestern Brazil: Review of Palaeobotany and Palynology, v. 133, p. 91-113.
- Rutman, P., A. Lejay, J. M. Kluska, E. Hernandez-Bilbao, and F. Gelin, 2017, Origin, characteristics and potential impacts of volcanic ash beds from the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina, International Meeting of Sedimentology, Toulouse.
- Rutter, E., 1983, Pressure solution in nature, theory and experiment: Journal of the Geological Society, v. 140, p. 725-740.
- Safari, M. R., R. Gandikota, U. Mutlu, W. M. Ji, J. Glanville, and H. Abass, 2013, Pulsed fracturing in shale reservoirs: Geomechanical aspects, ductile-brittle transition and field implications: Unconventional resources technology conference, p. 448-461.
- Saffer, D. M., and A. W. McKiernan, 2009, Evaluation of in situ smectite dehydration as a pore water freshening mechanism in the Nankai Trough, offshore southwest Japan: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 10.
- Sagasti, G., M. Foster, D. Hryb, A. Ortiz, and V. Lazzari, 2014, Understanding geological heterogeneity to customize field development: An example from the Vaca Muerta unconventional play, Argentina: Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, 25-27 August 2014, p. 797-816.
- Sagripanti, L., A. Folguera, L. Fennell, E. A. R. Vera, and V. A. Ramos, 2016, Progression of the deformation in the Southern Central Andes (37 S), Growth of the Southern Andes, Springer, p. 115-132.
- Sagripanti, L., A. Folguera Telichevsky, M. E. Gimenez, E. A. Rojas Vera, J. Fabiano, N. Molnar, L. M. Fennell, and V. A. Ramos, 2014, Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study.
- Salgado, L., J. I. Canudo, A. C. Garrido, and J. L. Carballido, 2012, Evidence of gregariousness in rebbachisaurids (Dinosauria, Sauropoda, Diplodocoidea) from the Early Cretaceous of Neuquén (Rayoso Formation), Patagonia, Argentina: Journal of Vertebrate Paleontology, v. 32, p. 603-613.
- Sánchez, N., I. Coutand, M. Turienzo, F. Lebinson, V. Araujo, and L. Dimieri, 2017, Retracted: Middle Miocene to Early Pliocene Contraction in the Chos Malal Fold-and-Thrust Belt (Neuquén Basin, Argentina): Insights From Structural Analysis and Apatite Fission-Tracks Thermochronology: Tectonics, v. 36, p. 1966-1987.
- Sarout, J., and Y. Guéguen, 2008, Anisotropy of elastic wave velocities in deformed shales: Part 1—Experimental results: Geophysics, v. 73, p. D75-D89.
- Sayers, C., 1994, The elastic anisotropy of shales: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 99, p. 767-774.
- Sayers, C. M., 2013, The effect of anisotropy on the Young's moduli and Poisson's ratios of shales: Geophysical Prospecting, v. 61, p. 416-426.
- Scasso, R., M. Alonso, S. Lanés, H. Villar, and G. Laffitte, 2005, Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history: Geological Society, London, Special Publications, v. 252, p. 207-229.
- Scasso, R. A., M. S. Alonso, S. Lanés, H. J. Villar, and H. Lippai, 2002, Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 57, p. 143-159.
- Schauble, E. A., P. Ghosh, and J. M. Eiler, 2006, Preferential formation of  $^{13}\text{C}$ – $^{18}\text{O}$  bonds in carbonate minerals, estimated using first-principles lattice dynamics: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 70, p. 2510-2529.
- Schmitz, M., 1994, A balanced model of the southern Central Andes: Tectonics, v. 13, p. 484-492.
- Schneider, F., J. Potdevin, S. Wolf, and I. Faille, 1996, Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators: Tectonophysics, v. 263, p. 307-317.

- Schoepfer, S. D., J. Shen, H. Wei, R. V. Tyson, E. Ingall, and T. J. Algeo, 2015, Total organic carbon, organic phosphorus, and biogenic barium fluxes as proxies for paleomarine productivity: *Earth-Science Reviews*, v. 149, p. 23-52.
- Schowalter, T. T., 1979, Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment: *AAPG bulletin*, v. 63, p. 723-760.
- Schwarz, E., 1999, Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), Cuenca Neuquina Septentrional: *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, v. 6, p. 37-59.
- Schwarz, E., and L. A. Buatois, 2012, Substrate-controlled ichnofacies along a marine sequence boundary: The Intra-Valanginian Discontinuity in central Neuquén Basin (Argentina): *Sedimentary Geology*, v. 277, p. 72-87.
- Schwarz, E., L. A. Spalletti, and J. A. Howell, 2006, Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: *Sedimentology*, v. 53, p. 55-81.
- Schwarz, J.-O., and D. Koehn, 2011, Geometry of and fluid flow in bedding parallel crack-seal veins: *Geophysical Research Abstracts*, p. 5699.
- Scott, A., A. Hurst, and M. Vigorito, 2013, Outcrop-based reservoir characterization of a kilometer-scale sand-injectite complex: *Reservoir Characterization of a Sand-Injectite Complex: AAPG bulletin*, v. 97, p. 309-343.
- Screaton, E., D. Saffer, P. Henry, and S. Hunze, 2002, Porosity loss within the underthrust sediments of the Nankai accretionary complex: Implications for overpressures: *Geology*, v. 30, p. 19-22.
- Sdrolias, M., and R. D. Müller, 2006, Controls on back-arc basin formation: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 7.
- Sébrier, M., and P. Soler, 1991, Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present: *Geological Society of America Special Paper*, v. 265, p. 259-278.
- Secor, D., 1969, Mechanics of natural extension fracturing at depth in the earth's crust: *Research in tectonics: Geological Survey of Canada Special Paper*, p. 68-52.
- Secor, D. T., 1965, Role of fluid pressure in jointing: *American Journal of Science*, v. 263, p. 633-646.
- Şen, Ş., and H. Kozlu, 2019, Impact of maturity on producible shale oil volumes in the Silurian (Llandovery) hot shales of the northern Arabian plate, southeastern Turkey: *AAPG Bulletin*.
- Sena, C. M., C. M. John, A.-L. Jourdan, V. Vandeginste, and C. Manning, 2014, Dolomitization of lower cretaceous peritidal carbonates by modified seawater: constraints from clumped isotopic paleothermometry, elemental chemistry, and strontium isotopes: *Journal of Sedimentary Research*, v. 84, p. 552-566.
- Sepúlveda, S. A., L. B. Giambiagi, S. M. Moreiras, L. Pinto, M. Tunik, G. D. Hoke, and M. Farías, 2015, Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina: an introduction: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 399, p. 1-12.
- Sharp Jr, J. M., 1983, Permeability controls on aquathermal pressuring: *AAPG Bulletin*, v. 67, p. 2057-2061.
- Shaw, D. B., and C. E. Weaver, 1965, The mineralogical composition of shales: *Journal of Sedimentary Research*, v. 35, p. 213-222.
- Shearman, D., G. Mossop, H. Dunsmore, and M. Martin, 1972, Origin of gypsum veins by hydraulic fracture: *J. Inst. Min. Met.*, p. B149-B155.
- Shenton, B. J., E. L. Grossman, B. H. Passey, G. A. Henkes, T. P. Becker, J. C. Laya, A. Perez-Huerta, S. P. Becker, and M. Lawson, 2015, Clumped isotope thermometry in deeply buried sedimentary carbonates: The effects of bond reordering and recrystallization: *Bulletin*, v. 127, p. 1036-1051.
- Shinn, E. A., and D. M. Robbin, 1983, Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones: *Journal of Sedimentary Research*, v. 53, p. 595-618.
- Siame, L. L., O. Bellier, and M. Sebrier, 2006, Active tectonics in the Argentine Precordillera and western Sierras Pampeanas: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 61, p. 604-619.



- Sibson, R. H., 2003, Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different tectonic regimes: AAPG bulletin, v. 87, p. 901-908.
- Sigismondi, M. E., and V. A. Ramos, 2008, El flujo de calor de la cuenca Neuquina, Argentina: VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Simposio de La Geofísica: Integradora del Conocimiento del Subsuelo), p. cp-261-00006.
- Sigmarsson, O., H. Martin, and J. Knowles, 1998, Melting of a subducting oceanic crust from U–Th disequilibria in Austral Andean lavas: *Nature*, v. 394, p. 566.
- Sillitoe, R., 1977, Permo-Carboniferous, upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes: *Economic Geology*, v. 72, p. 99-103.
- Silverman, S., 1965, Migration and segregation of oil and gas.
- Silvestro, J., P. Kraemer, F. Achilli, and W. Brinkworth, 2005, Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35-36 S, Malargüe: *Revista de la Asociación Geológica argentina*, v. 60, p. 627-643.
- Singer, M. J., and Y. Le Bissonnais, 1998, Importance of surface sealing in the erosion of some soils from a Mediterranean climate: *Geomorphology*, v. 24, p. 79-85.
- Smith, R. E., and D. V. Wiltschko, 1996, Generation and maintenance of abnormal fluid pressures beneath a ramping thrust sheet: isotropic permeability experiments: *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 951-970.
- Snyder, D., V. Ramos, and R. Allmendinger, 1990, Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina: *Tectonics*, v. 9, p. 773-788.
- Soler, P., and M. G. Bonhomme, 1990, Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present: *Plutonism from Antarctica to Alaska*, v. 241, p. 173-192.
- Somoza, R., 1998, Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 211-215.
- Somoza, R., 2005, Cenozoic convergence in western South America: Subduction of the Nazca, Farallon, and Aluk plates: 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts, p. 681-684.
- Sondergeld, C. H., C. S. Rai, R. W. Margesson, and K. J. Whidden, 2000, Ultrasonic measurement of anisotropy on the Kimmeridge shale, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000, Society of Exploration Geophysicists, p. 1858-1861.
- Sone, H., and M. Zoback, 2011, Visco-plastic properties of shale gas reservoir rocks: 45th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium.
- Sorby, H., 1860, On the origin of "cone-in-cone": *British Assoc. Adv. Sci., Report of 29th meeting, 1859, Trans. Sec., Geol.*
- Spacapan, J., J. Palma, O. Galland, R. Manceda, E. Rocha, A. D'Odorico, H. J. M. Leanza, and P. Geology, 2018, Thermal impact of igneous sill-complexes on organic-rich formations and implications for petroleum systems: A case study in the northern Neuquén Basin, Argentina, v. 91, p. 519-531.
- Spacapan, J. B., O. Galland, H. A. Leanza, and S. Planke, 2016, Igneous sill and finger emplacement mechanism in shale-dominated formations: a field study at Cuesta del Chihuido, Neuquén Basin, Argentina: *Journal of the Geological Society*, v. 174, p. 422-433.
- Spagnuolo, M. G., V. D. Litvak, A. Folguera, G. Bottesi, and V. A. Ramos, 2012, Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36–37 S, Argentina: *Journal of Geodynamics*, v. 53, p. 81-94.
- Spalletti, L., D. Pirrie, G. D. Veiga, E. Schwarz, G. Rollinson, R. Shail, D. Haberlah, and A. Butcher, 2015, Análisis mineralógico integrado (QEMSCAN y DRX) de lutitas negras: los depósitos Tithonianos basales de la Formación Vaca Muerta (Cuenca Neuquina, Argentina): *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, v. 22.
- Spalletti, L., D. Poiré, E. Schwarz, and G. Veiga, 2001, Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate–siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 609-624.

- Spalletti, L. A., J. R. Franzese, S. D. Matheos, and E. Schwarz, 2000, Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate–siliciclastic ramp; the Tithonian–Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina: *Journal of the Geological Society*, v. 157, p. 433-446.
- Spalletti, L. A., I. Queralt, S. D. Matheos, F. Colombo, and J. Maggi, 2008, Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 440-463.
- Spalletti, L. A., M. N. Remírez, and G. Sagasti, 2019, Geochemistry of aggradational-Progradational sequence sets of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Vaca Muerta shales (Añelo area, Neuquén Basin, Argentina): Relation to changes in accommodation and marine anoxia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 93, p. 495-509.
- Spencer, S., 1991, The use of syntectonic fibres to determine strain estimates and deformation paths: an appraisal: *Tectonophysics*, v. 194, p. 13-34.
- Stappenbeck, R., 1913, Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalcó y Quehué y sus alrededores:(gobernación de la Pampa), Talleres de la Dirección meteorológica.
- Stearns, D., 1967, Certain Aspects of Fracture in Naturally Deformed Rock: Nat. Sci. Foundation Advanced Science Seminar in Rock Mechanics, p. 97-118.
- Stearns, D. W., and M. Friedman, 1972, Reservoirs in fractured rock: Geologic exploration methods.
- Steiger, M., 2005, Crystal growth in porous materials—I: The crystallization pressure of large crystals: *Journal of crystal growth*, v. 282, p. 455-469.
- Stern, C. R., and R. Kilian, 1996, Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone: *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 123, p. 263-281.
- Stinco, L., and A. Mosquera, 2003, Estimación del contenido total de carbono orgánico a partir de registros de pozo para las formaciones Vaca Muerta y los Molles, Cuenca Neuquina, Argentina: II Congreso de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas.
- Stinco, L. P., and S. P. Barredo, 2014, Vaca Muerta Formation: An example of shale heterogeneities controlling hydrocarbon accumulations: Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, 25-27 August 2014, p. 2854-2868.
- Stipanovic, P., 1966, El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 20, p. 403-478.
- Stipanovic, P., 1969, El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber.: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 24, p. 367-388.
- Stoneley, R., 1983, Fibrous calcite veins, overpressures, and primary oil migration: *AAPG Bulletin*, v. 67, p. 1427-1428.
- Stricker, S., and S. J. Jones, 2018, Enhanced porosity preservation by pore fluid overpressure and chlorite grain coatings in the Triassic Skagerrak, Central Graben, North Sea, UK: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 435, p. 321-341.
- Stumm, W., and J. J. Morgan, 2012, Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters, v. 126, John Wiley & Sons.
- Suchy, V., P. Dobes, J. Filip, M. Stejskal, and A. Zeman, 2002, Conditions for veining in the Barrandian Basin (Lower Palaeozoic), Czech Republic: evidence from fluid inclusion and apatite fission track analysis: *Tectonophysics*, v. 348, p. 25-50.
- Sullivan, S., L. J. Wood, and P. Mann, 2004, Distribution, nature and origin of mobile mud features offshore Trinidad: Salt-sediment interactions and hydrocarbon prospectivity: Concepts, applications, and case studies for the 21st century: Gulf Coast Section SEPM 24th Annual Research Conference, p. 840-867.
- Swarbrick, R., and M. Osborne, 1998a, Mechanisms that generate abnormal pressure: an overview: *Abnormal Pressure in Hydrocarbon Environments*, v. 70, p. 13-43.
- Swarbrick, R. E., 1999, Diagenesis in North Sea HPHT clastic reservoirs—Consequences for porosity and overpressure prediction: *Marine and Petroleum Geology*, v. 16, p. 337-353.

- Swarbrick, R. E., and M. J. Osborne, 1996, The nature and diversity of pressure transition zones: *Petroleum Geoscience*, v. 2, p. 111-116.
- Swarbrick, R. E., and M. J. Osborne, 1998b, Memoir 70, Chapter 2: Mechanisms that Generate Abnormal Pressures: an Overview.
- Swarbrick, R. E., M. J. Osborne, and G. S. Yardley, 2001, Comparison of Overpressure Magnitude Resulting from the Main Generating Mechanisms: AAPG Memoir 76, v. Chapter 1.
- Swarbrick, R. E., M. J. Osborne, and G. S. Yardley, 2002, Comparison of Overpressure Magnitude Resulting from the Main Generating Mechanisms: AAPG Memoir 76, v. Chapter 1.
- Sylwan, C., 2014, Source rock properties of Vaca Muerta Formation, Neuquina Basin, Argentina: Simposio de Recursos No Convencionales. In: IX Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG, Mendoza, Argentina.
- Taber, S., 1916a, The growth of crystals under external pressure: *American Journal of Science*, p. 532-556.
- Taber, S., 1916b, The origin of veins of the asbestiform minerals: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 2, p. 659.
- Taber, S., 1917, The genesis of asbestos and asbestiform minerals: *Inst. Min. Eng. Trans*, p. 62-87.
- Taber, S., 1918, The origin of veinlets in the Silurian and Devonian strata of central New York: *The Journal of Geology*, v. 26, p. 56-73.
- Takahiro, M., G. Nobuo, and S. Hiroshi, 2013, Temporal variation in volcanic ash texture during a vulcanian eruption at the Sakurajima volcano, Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 260, p. 80-89.
- Tang, X., Z. Jiang, S. Jiang, and Z. Li, 2016, Heterogeneous nanoporosity of the Silurian Longmaxi Formation shale gas reservoir in the Sichuan Basin using the QEMSCAN, FIB-SEM, and nano-CT methods: *Marine and Petroleum Geology*, v. 78, p. 99-109.
- Tanner, P. G., 1989, The flexural-slip mechanism: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 635-655.
- Tarashchan, A. N., and G. Waychunas, 1995, Interpretation of luminescence spectra in terms of band theory and crystal field theory. Sensitization and quenching, photoluminescence, radioluminescence, and cathodoluminescence.: *Marfunmin, A.S., v. Advanced Mineralogy 2, Methods and Instrumentations: Results and Recent Developments*, Berlin, p. 124-135.
- Tari, G., J. Molnar, and P. Ashton, 2003, Examples of salt tectonics from West Africa: a comparative approach: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 207, p. 85-104.
- Tarr, W. A., 1922, Cone-in-cone: *American Journal of Science*, p. 199-213.
- Teinturier, S., J. Pironon, and F. Walgenwitz, 2002, Fluid inclusions and PVTX modelling: examples from the Garn Formation in well 6507/2-2, Haltenbanken, Mid-Norway: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 755-765.
- Testa, G., and S. Lugli, 2000, Gypsum–anhydrite transformations in Messinian evaporites of central Tuscany (Italy): *Sedimentary Geology*, v. 130, p. 249-268.
- Teyssier, C., and B. Tikoff, 1998, Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric-scale approach: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 135, p. 143-158.
- Thiery, R., J. Pironon, F. Walgenwitz, and F. Montel, 2000, PIT (Petroleum Inclusion Thermodynamic): a new modeling tool for the characterization of hydrocarbon fluid inclusions from volumetric and microthermometric measurements: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69, p. 701-704.
- Thiéry, R., J. Pironon, F. Walgenwitz, and F. Montel, 2002, Individual characterization of petroleum fluid inclusions (composition and P–T trapping conditions) by microthermometry and confocal laser scanning microscopy: inferences from applied thermodynamics of oils: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 847-859.
- Thomas, O., 1927, XXV.—On further patagonian mammals from Neuquen and the Rio Colorado collected by Señor E. Budin: *Annals and Magazine of Natural History*, v. 20, p. 199-205.

- Thomson, J., N. Higgs, T. Wilson, I. Croudace, G. De Lange, and P. Van Santvoort, 1995, Redistribution and geochemical behaviour of redox-sensitive elements around S<sub>1</sub>, the most recent eastern Mediterranean sapropel: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 3487-3501.
- Tingay, M. R., R. R. Hillis, R. E. Swarbrick, C. K. Morley, and A. R. Damit, 2007, 'Vertically transferred' overpressures in Brunei: Evidence for a new mechanism for the formation of high-magnitude overpressure: *Geology*, v. 35, p. 1023-1026.
- Tinivella, U., 2002, The seismic response to over-pressure versus gas hydrate and free gas concentration: *Journal of Seismic Exploration*, v. 11, p. 283-305.
- Tiratsoo, E., and G. Hobson, 1975, *Introduction to petroleum geology*, Scientific Press Limited.
- Tissot, B., B. Durand, J. Espitalie, and A. Combaz, 1974, Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum: *AAPG bulletin*, v. 58, p. 499-506.
- Tissot, B., R. Pelet, and P. Ungerer, 1987, Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation: *AAPG bulletin*, v. 71, p. 1445-1466.
- Tissot, B. P., and D. H. Welte, 1978, *From kerogen to petroleum*, Petroleum Formation and Occurrence, Springer, p. 148-184.
- Tissot, B. P., and D. H. Welte, 1984, *From kerogen to petroleum*, Petroleum formation and occurrence, Springer, p. 160-198.
- Tissot, B. P., and D. H. Welte, 2013, *Petroleum formation and occurrence*, Springer Science & Business Media.
- Tokan-Lawal, A., M. Prodanović, and P. Eichhubl, 2013, Image-based modeling of flow in natural partially cemented fractures: *Unconventional Resources Technology Conference*, p. 2692-2701.
- Toselli, A., J. Rossi, and F. Acenolaza, 1985, Milonitas de bajo grado de la megafractura de Sierras Pampeanas en la quebrada de La Rioja: Sierra de Velasco, Argentina. 4 Congreso Geológico Chileno (Antofagasta) Actas, p. 159-171.
- Tremosa, J., H. Gailhanou, C. Chiaberge, R. Castilla, E. C. Gaucher, A. Lassin, C. Gout, C. Fialips, and F. Claret, 2020, Effects of smectite dehydration and illitisation on overpressures in sedimentary basins: A coupled chemical and thermo-hydro-mechanical modelling approach: *Marine and Petroleum Geology*, v. 111, p. 166-178.
- Tribovillard, N., T. J. Algeo, T. Lyons, and A. Riboulleau, 2006, Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update: *Chemical geology*, v. 232, p. 12-32.
- Tsusue, A., and H. Holland, 1966, The coprecipitation of cations with CaCO<sub>3</sub>-III. The coprecipitation of Zn<sup>2+</sup> with calcite between 50 and 250° C: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, p. 439-453.
- Tyson, R. V., 1995, Abundance of organic matter in sediments: TOC, hydrodynamic equivalence, dilution and flux effects, *Sedimentary organic matter*, Springer, p. 81-118.
- Tyson, R. V., P. Esherwood, and K. A. Pattison, 2005, Organic facies variations in the Valanginian-mid-Hauterivian interval of the Agrio Formation (Chos Malal area, Neuquén, Argentina): local significance and global context: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 252, p. 251-266.
- Ukar, E., R. López, D. Hryb, J. F. W. Gale, R. Manceda, A. Fall, I. Brisson, E. Hernandez-Bilbao, R. J. Weger, D. Marchal, A. Zanella, and P. R. Cobbold, 2019a.
- Ukar, E., R. G. Lopez, J. F. W. Gale, S. E. Laubach, and R. Manceda, 2017a, New type of kinematic indicator in bed-parallel veins, Late Jurassic–Early Cretaceous Vaca Muerta Formation, Argentina: E-W shortening during Late Cretaceous vein opening: *Journal of Structural Geology*, v. 104, p. 31-47.
- Ukar, E., R. G. López, D. Hryb, J. F. W. Gale, R. Manceda, A. Fall, I. Brisson, E. Hernandez-Bilbao, R. J. Weger, D. Marchal, A. Zanella, and P. Cobbold, 2019b, Natural fractures in the Vaca Muerta Formation: From core and outcrop observations to subsurface models.
- Ukar, E., R. G. Lopez, S. E. Laubach, J. F. W. Gale, R. Manceda, and R. Marrett, 2017b, Microfractures in bed-parallel veins (beef) as predictors of vertical macrofractures in shale: *Vaca Muerta*

- Formation, Agrio Fold-and-Thrust Belt, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 79, p. 152-169.
- Ukar, E., S. G. Ramirez, D. Hryb, J. F. W. Gale, R. Manceda, A. Fall, I. Brisson, E. Hernandez-Bilbao, R. J. Weger, D. Marchal, A. Zanella, and P. R. Cobbold, 2019c, Natural fractures in the Vaca Muerta Formation: From core and outcrop observations to subsurface models.
- Uliana, M., and K. Biddle, 1988, Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America: *Revista Brasileira de geociencias*, v. 18, p. 172-190.
- Uliana, M., and D. Dellapé, 1981, Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional): *Congreso Geológico Argentino*, p. 673-711.
- Uliana, M., D. Dellapé, and G. Pando, 1975, Distribución y génesis de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza): *IIº Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, p. 151-176.
- Uliana, M., and L. Legarreta, 1993, Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina: *Journal of Petroleum Geology*, v. 16, p. 397-420.
- Ulm, F., G. Constantinides, A. Delafargue, Y. Abousleiman, R. Ewy, L. Duranti, D. McCarty, and A. Cheng, 2005, Material invariant poromechanics properties of shales: *Poromechanics III. Biot Centennial (1905–2005)*, AA Balkema Publishers, London, p. 637-644.
- Ulm, F.-J., and Y. Abousleiman, 2006, The nanogranular nature of shale: *Acta Geotechnica*, v. 1, p. 77-88.
- Ungerer, P., E. Behar, and D. Discamps, 1981, Tentative calculation of the overall volume expansion of organic matter during hydrocarbon genesis from geochemistry data. Implications for primary migration: *Advances in organic geochemistry*, v. 10, p. 129-135.
- Urai, J., W. Means, and G. Lister, 1986, Dynamic recrystallization of minerals, *Mineral and rock deformation: laboratory studies*, v. 36, AGU Washington, DC, p. 161-199.
- Urai, J. L., P. Williams, and H. Van Roermund, 1991, Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 823-836.
- Urien, C. M., and J. J. Zambrano, 1994, *Petroleum Systems in the Neuquen Basin, Argentina: Western Hemisphere*, v. Chapter 32.
- Uysal, I. T., Y.-x. Feng, J.-x. Zhao, R. Bolhar, V. Işik, K. A. Baublys, A. Yago, and S. D. Golding, 2011, Seismic cycles recorded in late Quaternary calcite veins: geochronological, geochemical and microstructural evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 303, p. 84-96.
- Valcarce, G. Z., A. E. Rapalini, and C. M. Spagnuolo, 2007, Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, Faja plegada del Agrio, Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 62, p. 299-307.
- Valcarce, G. Z., T. Zapata, D. del Pino, and A. Ansa, 2006, Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, v. 407, p. 125.
- Van Balen, R., and S. Cloetingh, 1995, Neural network analyses of stress-induced overpressures in the Pannonian Basin: *Geophysical journal international*, v. 121, p. 532-544.
- van der Pluijm, B. A., and S. Marshak, 1997, *Earth structure: an introduction to structural Geology and Tectonics*.: WCB/McGraw-Hill, New-York.
- Van Rensbergen, P., C. Morley, D. Ang, T. Hoan, and N. Lam, 1999, Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data from the Baram delta, offshore Brunei Darussalam: *Journal of the Geological Society*, v. 156, p. 633-650.
- Van Rensbergen, P., and C. K. Morley, 2003, Re-evaluation of mobile shale occurrences on seismic sections of the Champion and Baram deltas, offshore Brunei: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 216, p. 395-409.
- Vanorio, T., T. Mukerji, and G. Mavko, 2008, Emerging methodologies to characterize the rock physics properties of organic-rich shales: *The Leading Edge*, v. 27, p. 780-787.
- Varela, R., D. Marchal, A. Perez Mazas, J. Porras, F. Sattler, G. Cavazzoli, and E. Lagarrigue, 2016, *Integrated Geomechanical Characterization for Vaca Muerta Fm.: Shale Oil Well Integration*



- from Logs, Core, and Pressures for Fracture Optimization: 50th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium.
- Veiga, G. D., 2005, The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics.
- Veiga, G. D., L. A. Spalletti, and S. Flint, 2002a, Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina: *Sedimentology*, v. 49, p. 1001-1019.
- Veiga, R., F. Pángaro, and M. Fernández, 2002b, Modelado bidimensional y migración de hidrocarburos en el ámbito occidental de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina-Argentina: V Congr. Expl. Des. Hidroc.
- Vennari, V. V., and I. Pujana, 2017, Finding of two new radiolarian associations calibrated with ammonoids in the Vaca Muerta Formation (Late Jurassic–Early Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 75, p. 35-50.
- Vera, E. A. R., A. Folguera, G. Z. Valcarce, G. Bottesi, and V. A. Ramos, 2014, Structure and development of the Andean system between 36 and 39 S: *Journal of Geodynamics*, v. 73, p. 34-52.
- Vera, E. R., J. Mescua, A. Folguera, T. Becker, L. Sagripanti, L. Fennell, D. Orts, and V. A. Ramos, 2015, Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 64, p. 418-433.
- Verbeek, E. R., and M. A. Grout, 1992, Structural evolution of gilsonite dikes, eastern Uinta Basin, Utah.
- Vergani, G. D., A. J. Tankard, H. J. Belotti, and H. J. Welsink, 1995, Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina.
- Vernik, L., and C. Landis, 1996, Elastic anisotropy of source rocks: Implications for hydrocarbon generation and primary migration: *AAPG bulletin*, v. 80, p. 531-544.
- Vernik, L., and X. Liu, 1997, Velocity anisotropy in shales: A petrophysical study: *Geophysics*, v. 62, p. 521-532.
- Vernik, L., and J. Milovac, 2011, Rock physics of organic shales: *The Leading Edge*, v. 30, p. 318-323.
- Vernik, L., and A. Nur, 1992, Ultrasonic velocity and anisotropy of hydrocarbon source rocks: *Geophysics*, v. 57, p. 727-735.
- Vicente, J.-C., 2005, La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase Pehuenche del Mioceno inferior: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 60, p. 672-684.
- Villar, H. J., C. Barcaç, S. Talukdar, and W. Dow, 1993, Facies generadoras de hidrocarburos, correlación petróleo-roca madre y sistema petrolero en el área sudoriental del Engolfamiento Neuquino. XIII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos: *Actas I*, p. 382-394.
- Villar, H. J., L. Legarreta, C. E. Cruz, G. Laffitte, and G. Vergani, 2005, Los cinco sistemas petroleros coexistentes en el sector sudeste de la Cuenca Neuquina: definición geoquímica y comparación a lo largo de una transecta de 150 km: VI Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, p. 2-18.
- Vines, R., 1990, Productive duplex imbrication at the Neuquina Basin thrust belt front, Argentina: *Petroleum and tectonics in mobile belts*: Paris, Editions Technip, p. 69-80.
- Volkheimer, W., 1978, Descripción geológica de la hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza.
- Volkheimer, W., and M. Quattrocchio, 1975, Palinología Estratigráfica del Titoniano (Formación Vaca Muerta) en el área de Caichigüe (Cuenca Neuquina): *Ameghiniana*, v. 12, p. 193-241.
- Von Ardenne, M., 1938, Das elektronen-rastermikroskop: *Zeitschrift für Physik*, v. 109, p. 553-572.
- Von Gosen, W., 1998, Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 233-264.

- Von Huene, R., J. Corvalán, E. Flueh, K. Hinz, J. Korstgard, C. Ranero, and W. Weinrebe, 1997, Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile: *Tectonics*, v. 16, p. 474-488.
- Vrolijk, P., 1987, Tectonically driven fluid flow in the Kodiak accretionary complex, Alaska: *Geology*, v. 15, p. 466-469.
- Wagner, T., A. J. Boyce, and J. Erzinger, 2010, Fluid-rock interaction during formation of metamorphic quartz veins: A REE and stable isotope study from the Rhenish Massif, Germany: *American Journal of Science*, v. 310, p. 645-682.
- Walker, R. G., 1992, Wave-and storm-dominated shallow marine systems: Facies models: Response to sea-level change: Calgary, Alberta, Geological Association of Canada, p. 219-238.
- Wanas, H., A. A. Shama, and S. El-Nahrawy, 2019, Depositional model and sequence stratigraphy of the Paleocene-Lower Eocene succession in the Farafra Oasis, Western Desert, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, p. 103706.
- Wang, C. Y., Y. Shi, W. T. Hwang, and H. Chen, 1990, Hydrogeologic processes in the Oregon-Washington accretionary complex: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 95, p. 9009-9023.
- Wang, M., Y. Chen, G. Song, M. Steele-MacInnis, Q. Liu, X. Wang, X. Zhang, Z. Zhao, W. Liu, H. Zhang, and Z. Zhou, 2018, Formation of bedding-parallel, fibrous calcite veins in laminated source rocks of the Eocene Dongying Depression: A growth model based on petrographic observations: *International Journal of Coal Geology*, v. 200, p. 18-35.
- Waples, D. W., 1980, Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration: *AAPG bulletin*, v. 64, p. 916-926.
- Watt, J., 1898, Saddle reefs at Hargraves: *New South Wales Geological Survey Records*, v. 5, p. 153-160.
- Weaver, C. E., 1931, Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina, v. 1, University of Washington press.
- Weger, R., L. Rodríguez Blanco, and G. Eberli, 2017, A basinal reference section and lateral variability of the Vaca Muerta Formation in the Neuquén Basin: *Argentina, 20 Congreso Geológico Argentino, Simposio*, p. 179-184.
- Weger, R. J., S. T. Murray, D. F. McNeill, P. K. Swart, G. P. Eberli, L. R. Blanco, M. Tenaglia, and L. Rueda, 2019, Paleo Thermometry and Distribution of Calcite Beef in the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina: *AAPG Bulletin*.
- Weng, X., O. Kresse, C. E. Cohen, R. Wu, and H. Gu, 2011, Modeling of hydraulic fracture network propagation in a naturally fractured formation: *SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference*.
- Weyl, P. K., 1959, Pressure solution and the force of crystallization: a phenomenological theory: *Journal of geophysical research*, v. 64, p. 2001-2025.
- Wichmann, R., 1927, Sobre la facies lacustre senoniana de los Estratos con Dinosaurios y su fauna, Coni.
- Wickham, J., and D. Elliott, 1970, Rotation and strain history in folded carbonates, Front Royal area, Northern Virginia: *TRANSACTIONS-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, p. 422-+.
- Wickham, J. S., 1973, An estimate of strain increments in a naturally deformed carbonate rock: *American Journal of Science*, v. 273, p. 23-47.
- Wilkinson, M., D. Darby, R. S. Haszeldine, and G. D. Couples, 1997, Secondary porosity generation during deep burial associated with overpressure leak-off: Fulmar Formation, United Kingdom Central Graben: *AAPG bulletin*, v. 81, p. 803-813.
- Williams, P., and J. Urai, 1989, Curved vein fibres: an alternative explanation: *Tectonophysics*, v. 158, p. 311-333.
- Williams, R., D. Willberg, D. Handwerger, R. Suarez-Rivera, D. Ekart, and J. Petriello, 2014, Advanced Core Analysis Methodologies Quantify and Characterize Liquid Hydrocarbons in the Vaca Muerta Shale: *Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, 25-27 August 2014*, p. 817-830.

- Williamson, M. A., and C. Smyth, 1992, Timing of gas and overpressure generation in the Sable Basin offshore Nova Scotia: implications for gas migration dynamics: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 40, p. 151-169.
- Wilson, C., 1994, Crystal growth during a single-stage opening event and its implications for syntectonic veins: *Journal of structural geology*, v. 16, p. 1283-1296.
- Wiltschko, D. V., and J. W. Morse, 2001, Crystallization pressure versus "crack seal" as the mechanism for banded veins: *Geology*, v. 29, p. 79-82.
- Windhausen, A., E. Gerth, M. De Thierry, and J. F. Barnabe, 1915, Contribución al Conocimiento Geológico de los Territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco).-Constitución Geológica, Hidrogeológica y Minerales de Aplicación de la Provincia de San Luis.-Ensayo de Clasificación de las Aguas Minerales de la República Argentina.-Informe sobre el Distrito Minero de Tinogasta (Provincia de Catamarca).-Los Yacimientos Minerales de la Puna de Atacama, Los Andes, Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería.
- Witte, J., M. Bonora, C. Carbone, and O. J. A. b. Oncken, 2012, Fracture evolution in oil-producing sills of the Rio Grande Valley, northern Neuquén Basin, Argentina, v. 96, p. 1253-1277.
- Wolff, G. A., N. Rukin, and J. D. Marshall, 1992, Geochemistry of an early diagenetic concretion from the Birchi Bed (L. Lias, W. Dorset, UK): *Organic Geochemistry*, v. 19, p. 431-444.
- Wood, S. A., 1990, The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters: *Chemical Geology*, v. 82, p. 159-186.
- Woodland, B., 1964, The nature and origin of cone-in-cone structure: *Fieldiana: geology*, v. 13.
- Worden, R. H., M. S. Benshatwan, G. J. Potts, and S. M. Elgarmadi, 2015, Basin-scale fluid movement patterns revealed by veins: Wessex Basin, UK: *Geofluids*, v. 16, p. 149-174.
- Wu, S., A. W. Bally, W. Mohriak, and M. Talwani, 2000, Slope tectonics-comparisons and contrasts of structural styles of salt and shale tectonics of the northern Gulf of Mexico with shale tectonics of offshore Nigeria in Gulf of Guinea: *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, v. 115, p. 151-172.
- Wuddivira, M., and G. Camps-Roach, 2007, Effects of organic matter and calcium on soil structural stability: *European Journal of Soil Science*, v. 58, p. 722-727.
- Wuddivira, M. N., R. J. Stone, and E. I. Ekwue, 2009, Clay, organic matter, and wetting effects on splash detachment and aggregate breakdown under intense rainfall: *Soil Science Society of America Journal*, v. 73, p. 226-232.
- Yagupsky, D. L., E. O. Cristallini, J. Fantín, G. Z. Valcarce, G. Bottesi, and R. Varade, 2008, Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models: *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 839-853.
- Yáñez, G. A., C. R. Ranero, R. von Huene, and J. Díaz, 2001, Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 106, p. 6325-6345.
- Yang, Y., and A. C. Aplin, 2010, A permeability–porosity relationship for mudstones: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 1692-1697.
- Yardley, G., and R. Swarbrick, 2000, Lateral transfer: A source of additional overpressure?: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 523-537.
- Yariv, S., 1976, Organophilic pores as proposed primary migration media for hydrocarbons in argillaceous rocks: *Clay Science*, v. 5, p. 19-29.
- Yassir, N., M. Addis, A. Huffman, and G. Bowers, 2002, Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction.
- Yassir, N., M. A. Addis, and A. Hennig, 1998, Relationships between pore pressure and stress in different tectonic settings.
- Yew, C. H., and X. Weng, 2014, *Mechanics of hydraulic fracturing*, Gulf Professional Publishing.

- Youash, Y., 1969, Tension tests on layered rocks: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 303-306.
- Younes, A. I., H. Moore, N. Suurmeyer, P. R. Smith, and M. Sandstrom, 2011, Development of mechanically layered Haynesville-Bossier shale-gas play: Search and Discovery Article.
- Yrigoyen, M., 1991, Los depósitos sinorogénicos terciarios: Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V.; editor). Congreso Geológico Argentino, p. 123-148.
- Yu, K., Y. Cao, L. Qiu, and P. Sun, 2018, The hydrocarbon generation potential and migration in an alkaline evaporite basin: The Early Permian Fengcheng Formation in the Junggar Basin, northwestern China: Marine and Petroleum Geology, v. 98, p. 12-32.
- Zaher, H., J. Caron, and B. Ouaki, 2005, Modeling aggregate internal pressure evolution following immersion to quantify mechanisms of structural stability: Soil Science Society of America Journal, v. 69, p. 1-12.
- Zamora Valcarce, G., T. Zapata, D. Del Pino, and A. Ansa, 2006, Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt (2006) Evolution of An Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View From the Andes to The Neuquén Basin (35-39 S Lat.), 407: Kay, SM, p. 125-145.
- Zamora Valcarce, G., T. Zapata, V. A. Ramos, F. Rodríguez, and L. M. Bernardo, 2009, Evolución tectónica del frente andino en Neuquén: Revista de la Asociación geológica Argentina, v. 65, p. 192-203.
- Zanella, A., 2013, Suppression de fluides et fracturation de roches mères en différents contextes tectoniques : modélisation analogique et exemples de terrain, Rennes Université, 194 p.
- Zanella, A., P. R. Cobbold, and T. Boassen, 2015a, Natural hydraulic fractures in the Wessex Basin, SW England: Widespread distribution, composition and history: Marine and Petroleum Geology, v. 68, p. 438-448.
- Zanella, A., P. R. Cobbold, and C. Le Carlier de Veslud, 2014a, Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock: Marine and Petroleum Geology, v. 55, p. 262-274.
- Zanella, A., P. R. Cobbold, N. Rodrigues, H. Loseth, M. Jolivet, F. Gouttefangeas, and C. Chew, 2020, Source rocks in foreland basins: a preferential context for the development of natural hydraulic fractures: AAPG Bulletin.
- Zanella, A., P. R. Cobbold, N. Rodrigues, H. Loseth, M. Jolivet, F. Gouttefangeas, and D. Chew, 2019, Source rocks in foreland basins: a preferential context for the development of natural hydraulic fractures: AAPG Bulletin.
- Zanella, A., P. R. Cobbold, and L. Rojas, 2014b, Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: Structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation: Marine and Petroleum Geology, v. 55, p. 250-261.
- Zanella, A., P. R. Cobbold, G. Ruffet, and H. A. Leanza, 2015b, Geological evidence for fluid overpressure, hydraulic fracturing and strong heating during maturation and migration of hydrocarbons in Mesozoic rocks of the northern Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, v. 62, p. 229-242.
- Zapata, T., and R. Allmendinger, 1996, La estructura cortical de la Precordillera Oriental y valle del Bermejo a los 30 de latitud sur: XIII Congreso Geológico Argentino, Actas, p. 211-224.
- Zapata, T., I. Brissón, and F. J. B. d. i. P. Dzelalija, 1999, La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina, v. 60, p. 112-121.
- Zapata, T., and A. Folguera, 2005, Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina: Geological Society, London, Special Publications, v. 252, p. 37-56.
- Zavala, C., 1996, high-resolution sequence stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, south Neuquén Basin, Argentina: GeoResearch Forum, p. 295-303.

- Zavala, C., H. Maretto, and M. Di Meglio, 2005, Hierarchy of bounding surfaces in aeolian sandstones of the Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, Argentina): *Geologica Acta: an international earth science journal*, v. 3, p. 133-145.
- Zavala, C., J. Ponce, and M. Marteau, 2001, Origin, sequence stratigraphy and hydrocarbon potential of the Rayoso Formation (Aptian–Albian) in the central Neuquén Basin (Argentina)(abstract): American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Conference “New Technologies and New Play Concepts in Latin America,” November, p. 5-9.
- Zavala, C., J. J. Ponce, M. Arcuri, D. Drittanti, H. Freije, and M. Asensio, 2006, Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 41-59.
- Zeiss, A., and H. A. Leanza, 2010, Upper Jurassic (Tithonian) ammonites from the lithographic limestones of the Zapala region, Neuquén Basin, Argentina: *Beringeria*, v. 41, p. 25-76.
- Zeller, M., 2013, Facies, Geometries and sequence stratigraphy of the mixed carbonate-siliciclastic Quintuco-Vaca Muerta system in the Neuquén Basin, Argentina: an integrated approach.
- Zeller, M., S. B. Reid, G. P. Eberli, R. J. Weger, and J. L. Massaferro, 2015, Sequence architecture and heterogeneities of a field–Scale Vaca Muerta analog (Neuquén Basin, Argentina)—From outcrop to synthetic seismic: *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 829-847.
- Zhang, D., P. Ranjith, and M. Perera, 2016, The brittleness indices used in rock mechanics and their application in shale hydraulic fracturing: A review: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 143, p. 158-170.
- Zhang, J., and J. B. Adams, 2002, FACET: a novel model of simulation and visualization of polycrystalline thin film growth: *Modelling and Simulation in Materials Science and Engineering*, v. 10, p. 381.
- Zhang, X., R. G. Jeffrey, and M. Thiercelin, 2009, Mechanics of fluid-driven fracture growth in naturally fractured reservoirs with simple network geometries: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 114.
- Zhang, Y.-G., and J. D. Frantz, 1987, Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaClKClCaCl<sub>2</sub>H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions: *Chemical Geology*, v. 64, p. 335-350.





**Titre :** Génération de fluides, migration et fracturation au sein des roches mères : cas de la formation de Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine.

**Mots clés :** Shales, Fracturation hydraulique naturelle, beef, circulation de fluides

**Résumé :** Les fractures hydraulique naturelles engendrées par des phénomènes de surpression de fluide sont courantes dans les roches mères. Elles se matérialisent généralement par des veines de calcite plus communément appelées « beef ». L'étude de ces veines permet de mieux contraindre l'histoire tectonique et thermique du bassin. De plus, la compréhension de leur répartition spatiale est un paramètre clef pour l'exploitation pétrolière non-conventionnelle, les beef jouant sur le développement de la fracturation hydraulique induite. Ce travail présente une approche multidisciplinaire dans le domaine des géosciences pour contraindre au mieux le timing, la répartition, la morphologie et l'origine du fluide alimentant les beef. Le cas d'étude porte sur les beef de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine. Les résultats des études effectuées sur des carottes sédimentaires et des affleurements de terrain

ont montré que les hétérogénéités sédimentaires, les valeurs de TOC élevées, la maturité de la roche et les contraintes tectoniques compressives contrôlaient la fréquence ainsi que l'épaisseur des beef. Ainsi, ils deviennent des marqueurs de la maturité de la roche. Les beef ont une morphologie 3D varie en fonction de la roche encaissante. Des observations pétrographiques ont permis de démontrer qu'ils enregistrent les déformation contemporaines et postérieures de leur ouverture. Les fluides alimentant ces fractures évoluent au cours du temps et évoluent localement en fonction de la composition minéralogique de la roche encaissante et de la température. Pour conclure, les beef se mettent en place mécaniquement par l'action des pressions de fluides et / ou de la contrainte tectonique compressive, au maximum de l'enfouissement et au début de l'exhumation du bassin.

**Title :** Fluid generation, migration and fracturing in source rocks: case of the Vaca Muerta formation, Neuquén basin, Argentina.

**Keywords :** Shales, Natural hydraulic fracture, beef, fluids circulation

**Abstract :** Natural hydraulic fractures caused by fluid overpressure phenomena are common in source rocks. They generally materialize in calcite veins more commonly known as "beef". The study of these veins makes it possible to better constrain the tectonic and thermal history of the basin. Moreover, understanding their spatial distribution is a key parameter for unconventional oil exploitation, as the beef plays an important role on the development of induced hydraulic fracturing. This work presents a multidisciplinary approach in the field of geosciences to constrain the timing, distribution, morphology and origin of the fluid feeding the beef. The case study is from the Vaca Muerta formation, Neuquén basin, Argentina. The results of studies carried out on sediment cores and outcrops showed that sedimentary

heterogeneities, high TOC values, rock maturity and compressive tectonic stresses controlled the frequency and thickness of the beef. Thus, they become markers of rock maturity. Beefs have a 3D morphology that varies according to the surrounding rock. Petrographic observations have shown that they record the contemporary and posterior deformation of their opening. The fluids that feed these fractures evolve over time and change locally according to the mineralogical composition of the surrounding rock and temperature. To conclude, the beefs are mechanically set in place by the action of fluid pressure and/or compressive tectonic stress, at the maximum burial and at the beginning of the exhumation of the basin.